RIODICAL Oceanog. Soc. of Japan. Journal
16(3)
16(3)

日本海洋學會誌

JUL 21 1961
LIBRARY
FISH & WILDLIFE SERVICE

JOURNAL OF THE OCEANOGRAPHICAL SOCIETY OF JAPAN

Volume 16, Number 3 SEPTEMBER 1960

CONTENTS

市栄 誉: 「わきだし」と「吸込み」によつて生ずる海流 (英文) 111–116

市栄 誉: G.B. ドゥーリング・アリゲーター・ハーバー (フロリダ州) の静振についてのノート (英文) 117–127

小長俊二: 表面水温について (III)——天気の影響 (1) 128–133

今井嘉彦: 元素の行動に関する海洋化学的研究 I. 浦戸湾の潮目附近における底土の鉄およびマンガンについて 134–138

西条八束・市村俊英: 太平洋西北部海域の基礎生産について (英文) 139–145

朝岡 治・大和田 守: プランクトンネットの沪過水量におよぼすプランクトン・その他の影響について 146–149

寄 稿 150–154

録 事 155–156

T. ICHIYE: *A note on Ocean Currents Produced by Sources and Sinks* 111–116

T. ICHIYE *and* GEORGE B. DOWLING: *A Note on the Seiches of Alligator Harbor, Florida*.. 117–127

S. KONAGA: *The Water Temperature at the Sea Surface (III)——An Influence of the Weather Condition* (1) *(in Japanese)* 128–133

Y. IMAI: *Oceanographical Studies on the Behaviour of Chemical Elements I. On Iron and Manganese in the Sediments Around "Shiome" (Current rips) in Urado Bay (in Japanese)* 134–138

Y. SAIJO and S. ICHIMURA: *Primary Production in the Northwestern Pacific Ocean* 139–145

O. ASAOKA and M. OHWADA: *On the Influence of the Plankton Organisms and Other Factors upon the Filtering Efficiency of the Plankton Net. (in Japanese)* 146–149

Correspondences 150–154

Proceedings 155–156

Published quarterly by the

Oceanographical Society of Japan

c/o Geophysical Institute, University of Tokyo

Yayoi-cho, Bunkyo-ku, Tokyo, Japan

日本海洋学会

日本海洋学会誌編集委員会

委員長　宇田道隆（東京水産大学）
委　員　杉浦吉雄（気象研究所）
　　南日俊夫（気象研究所）
　　新野　弘（東京水産大学）
　　松江吉行（東京大学農学部）
　　吉田耕造（東京大学理学部）
　　石野　誠（東京水産大学）

日本海洋学会誌投稿規定

1. 投稿資格　報文の投稿者は，原則として本会々員に限る。但し会員外の協同研究者を含むことは差支えない。

2. 報文の受理　編集委員会が報文を受理した日をもつて受理日と定める。尚受理報文は，原則としてすでに公の会で講演されたもので，未印刷のものに限る。特に日本海洋学会の年会又は月例会で講演されたものであることが望ましい。原稿には講演の年月日・会名・場所を附記されたい。

報文の原稿は，東京都文京区向ケ丘弥生町東京大学理学部地球物理学教室内 日本海洋学会事務局 宛直送のこと。

3. 報文の用語　報文の用語は，和文（英文の要約を含む）又は欧文（原則として英語）の何れでもよい。

4. 原稿の書き方　報文は簡潔にわかり易く書き，図表を含めて**印刷頁で 10 頁以内**（和文では 400 字詰原稿用紙図表を含めて約 45 枚以内，欧文では通常のタイプライター用紙に，ダブル・スペース 25 行で，図表を含めて約 25 枚以内）を原則とし，それを超える時は，1 頁につき 1,500 円の実費を申受ける。**なお著者は必ず原稿の写しを保管しておくこと。**

原稿を書く時には，次のことがらに留意されたい。

（a）　和文原稿は，原稿用紙に読み易い字体で書き，欧文原稿は厚手の用紙にダブル・スペースでタイプすること。

（b）　報文の始めには，題名・著者名・所属機関名を明示すること。和文（英文）原稿では，之等の項目を英文（和文）でも附記すること。

（c）　和文原稿には，本文の始めに英文の要約を附すること。

（d）　図はそのまま版下になるように，黒インク又は墨で書くこと。図の大きさ（特に図の中の数字等）は印刷時の縮少を考慮して書くこと。

（e）　図及び表はなるべく少くしていただきたい。図 8 枚を超える場合及び特殊なものに対しては，実費を申受けることがある。

（f）　図及び表には必ず説明をつけ，和文原稿でも図表の説明は英文で書くこと。

（g）　数式は行を開けて，明瞭に書くこと。

（h）　引用文献は，報文の最後にまとめてつけ，和文の場合には通し番号をつけ番号順に，欧文の場合には，著者のアルファベット順に並べること。

（i）　人名（和文中の外国人名を含む）はスモール・キャピタルを用いる。

（j）　論文の型式は第 12 巻以後の各号を参照して，之にしたがうこと。

5. 編集　日本海洋学会誌の編集は，編集委員会で行う。編集委員会は，事情により原稿中の字句の加除訂正を行い，或いは著者に請求することがある。内容の如何によつては，原稿を受理しないことがある。初校は原則として著者が行う。

6. 別刷　別刷は報文一編につき 50 部を無料で著者に進呈する。これ以上の部数に対しては，実費（送料を含む）を徴収する。

7. 各号の原稿締切予定及び発刊予定日

	原稿締切	発刊予定日
第 1 号	1 月末日	3 月末日
第 2 号	4 月末日	6 月末日
第 3 号	7 月末日	9 月末日
第 4 号	10 月末日	12 月末日

The Journal of the Oceanographical Society of Japan
Vol. 16, No. 3, September 1960

A Note on Ocean Currents Produced by Sources and Sinks*

Takashi ICHIYE**

Abstract: Ocean currents produced by sources and sinks on a β-plane are treated. In presence of an eastern coast an isolated sink (or source) yields zonal flows only to the west of the sink (or source). The total zonal transport due to the sink (or source) is eastwards (or westwards). The pressure and velocity distributions induced by a point source are determined for the flow with frictional forces.

1. Introduction

GOLDSBROUGH (1933) discussed ocean currents produced by evaporation and precipitation, which are equivalent to distributed sources and sinks. Recently STOMMEL and OTHERS (1958) studied a stationary planetary flow induced by combinationt of point and distributed sources and sinks, theoretically and experimentally. In this paper is discussed a mathematical model of currents on a β-plane produced by an isolated source or sink.

The model considered here gives a simple example illustrating characteristic features of the β-plane. The result may be applied to a stationary circulation in the deep layer where intense vertical currents serve as a source or sink, by supplying or substracting water in a small area.

2. Mathematical Model

Consider the ocean on a β-plane. The equations of motion become

$$-fv=-\partial p/\partial x+F_x,\ fu=-\partial p/\partial y+F_y \quad (1)$$

in which f is the Coriolis' parameter, F_x and F_y are components of friction forces and x and y are coordinates pointing to the east and north, respectively. In presence of sources or sinks, the equation of continuity becomes

$$\partial u/\partial x+\partial v/\partial y=-q\ . \quad (2)$$

The vorticity equation derived from (1) is

$$\beta v-fq=\partial F_y/\partial x-\partial F_x/\partial y\ . \quad (3)$$

For a flow without friction forces this equation becomes

$$v=f^{-1}(\partial p/\partial x)=f\beta^{-1}q\ . \quad (4)$$

Assume an eastern coast at $x=x_1$ where $u=0$ or $\partial p/\partial y=0$. The integration of (4) under this boundary condition gives

$$p=f^2\beta^{-1}\int_{x_1}^{x} q\,dx \quad (5)$$

in which $x<x_1$. The second equation of (1) leads to

$$u=2\int_{x}^{x_1} q\,dx+f\beta^{-1}\int_{x}^{x_1}(\partial q/\partial y)dx\ . \quad (6)$$

In order to understand the meaning of these relations a schematical model shown in figure 1 is considered. An isolated sink (positive q), symmetrical about the x-axis, is assumed to have a north-south dimension of about 1000 km. The equation (4) indicates that v vanishes outside the sink area. According to (6), the zonal current begins at the eastern edge of the sink and its velocity becomes zonally constant to the west of the sink.

The first term in the right hand side of (6) gives an eastward flow to the west of the sink as shown by the curve (A) of figure 1. The second term—a solid curve of (B)—represents the westward flow in the northern half and eastward flow in the southern half. Owing to northward increase of f the profile indicates a north-south asymmetry, contrary to the symmetrical distribution corresponding to the constant f (a broken line of (B) in figure 1). For a sink or source of the dimension of figure 1 the second term of (6) is predominant over the first term.

The total zonal transport due to a sink or source is obtained by integration of (6) with y from $-\infty$ to ∞. The integral of the

Received Feb. 8, 1960.
* Oceanographic Institute Contribution No. 150.
** Oceanographic Institute, Florida State University, Tallahassee, Florida.

second term of (6) is given by

$$\int_x^{x_1}\left\{f\beta^{-1}q\Big|_{-\infty}^{\infty}-\int_{-\infty}^{\infty}q\,dy\right\}dx=-\int_x^{x_1}\int_{-\infty}^{\infty}qdydx$$

since q is zero at $y=\pm\infty$. Therefore, we have

$$\int_{-\infty}^{\infty}udy=\int_{-\infty}^{\infty}\int_x^{x_1}qdxdy\,. \qquad (7)$$

This equation indicates that the total water supply (or substraction) becomes the zonal transport from the source (or to the sink).

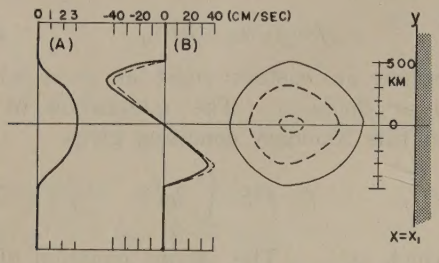


Fig. 1. Arrangements of an isolated sink and an eastern coast at $x=x_1$. The curves (A) and (B) represent meridional distributions of zonal currents given by the first and second term of the r.h.s. of the equation (6), respectively. (A broken curve of (B) is for $f=f_0$, the value of f at $y=0$.)

Stommel and Others (1958) derived a conclusion that a point source (or sink) produces a simple westward (or eastward) flow to the west of the source (or sink), in contrast with a meridional structure of u in this model for a source with a finite area. However, this model cannot be applied to a point source, because the second term of the right hand side of (6) becomes infinite as the dimension of the source diminishes to zero. Actually dissipative forces which are neglected in this model will be important as the area of the source decreases.

In presence of a western coast, the formal solution of (4) is the same as (5). However, the equations (1) are no longer valid near the western boundary owing to the importance of inertia terms neglected in (1) (Morgan, 1956; Ichiye, 1959). In this paper, the effect of a western coast is not discussed.

3. The flow with friction forces

In order to obtain a circulation induced by a point source, friction forces are introduced. Only for understanding the effect of friction, these forces may simply be taken as

$$F_x=-ku\,,\quad F_y=-kv \qquad (8)$$

in which k is assumed to be constant.

The equation of p becomes

$$kf\nabla^2p+\beta(f\partial p/\partial x-k\partial p/\partial y)=f(k^2+f^2)q\,. \qquad (9)$$

The value of k was estimated by Stommel (1948) as 10^{-6} ($\sec^{-1}$) from comparison of observed and computed transports of the western current. This value indicates that $k\ll f$. Thus the equation (9) can be simplified as

$$\nabla^2p+\beta k^{-1}\partial p/\partial x=f^2k^{-1}q\,. \qquad (10)$$

The solution of p for a point source can be obtained by the Fourier integral method, in which q is taken as

$$q=q_0 \text{ for } |x|\leq c \text{ and } |y|\leq c';$$
$$q=0 \text{ elsewhere,} \qquad (11)$$

and c is put to zero. The Fourier transform of p about y becomes

$$p=(2\pi)^{-1}\int_{-\infty}^{\infty}e^{iay}P(x,\,a)da\,. \qquad (12)$$

The equation for P is given by

$$\partial^2P/\partial x^2+2b\partial P/\partial x-a^2P=f^2k^{-1}Q \qquad (13)$$

in which

$$Q(x,\,a)=\int_{-\infty}^{\infty}e^{-iay}q(x,\,y)dy \qquad (14)$$

and $2b=\beta k^{-1}$.

Under the boundary condition at an eastern coast that

$$P=0 \qquad \text{at } x=x_1\,, \qquad (15)$$

the general solution of (13) is expressed by

$$P=A\{\exp\delta_1(x-x_1)-\exp\delta_2(x-x_1)\}$$
$$+\frac{1}{2}f^2(\lambda k)^{-1}\int_{x_1}^{x}Q\{e^{\delta_1(x-t)}-e^{\delta_2(x-t)}\}dt \qquad (16)$$

in which

$$\delta_1=-b+\lambda,\ \delta_2=-b-\lambda,\ \lambda^2=a^2+b^2\,. \qquad (17)$$

The other boundary condition at a western coast may determine the constant A of (16). In this model, instead, the condition that

$$P=\text{finite} \qquad \text{at } x=-\infty \qquad (18)$$

is considered. The function Q corresponding to the distribution of q given by (11) is

$$Q=Q_0=2q_0a^{-1}\sin ac',\ \text{for } |x|\leq c;$$
$$Q=0, \qquad \text{for } |x|\geq c \qquad (19)$$

The boundary condition (18) and the relation (19) determines A as

$$A=f^2Q_0(\delta_2\lambda k)^{-1}\sinh\delta_2 c\cdot\exp\delta_2 x_1$$
$$=A_0\exp\delta_2 x_1\ . \qquad (20)$$

Thus the solution (15) with A given by (20) is written as

$$P=A_0\{\exp(\delta_1 x-2\lambda x_1)-\exp\delta_2 x\},\ \text{for } x\geq c;$$
$$P=\{A_0\exp(-2\lambda x_1)-B_0\}\exp\delta_1 x,$$
$$\text{for } x\leq -c \qquad (21)$$

in which

$$B_0=f^2Q_0(\delta_1\lambda k)^{-1}\sinh\delta_1 c\ . \qquad (22)$$

For numerical values of $k=10^{-6}$ (sec^{-1}) and $\beta=2\times10^{-13}$ (cm^{-1} sec^{-1}), b is equal to 10^{-7} (cm^{-1}). Thus when the source is apart from the eastern coast by more than 100 km, we can put $\exp(-2\lambda x_1)\ll1$. Then (21) can be written as

$$P=-A_0\exp\delta_2 x,\quad \text{for } x\geq c;$$
$$P=-B_0\exp\delta_1 x,\quad \text{for } x\leq -c. \qquad (23)$$

Further, if c is small enough to put $\delta_2 c\ll1$, (23) is expressed by

$$P=-f^2Q_0c(\lambda k)^{-1}\exp(-bx-\lambda|x|),$$
$$\text{for } |x|\geq c \qquad (24)$$

(In a model with a western coast at $x=x_1$ (<0), the formal solution of (13) is again given by (16). The condition that P is finite at $x=\infty$ determines the value of A as

$$A=-B_0\exp\delta_1 x_1\ . \qquad (20')$$

Corresponding to (21), we have

$$P=(B_0\exp2\lambda x_1-A_0)\exp\delta_2 x,\quad \text{for } x>c;$$
$$P=B_0\{\exp(\delta_2 x+2\lambda x_1)-\exp\delta_1 x\},\ \text{for } x<-c \qquad (21')$$

Therefore, when $\lambda|x_1|\gg1$, the same approximation of P for $x>c$ as in (23) is valid. However, for $x<-c$ the approximation similar to (23) is valid except near the western coast, where the term $\exp(\delta_2 x+2\lambda x_1)$ becomes important. This corresponds to the effect of intensification of currents due to the western coast [Ichiye, 1958].)

Under the condition that c' is small enough to insure $\sin ac'\approx ac'$, the Fourier integral (12) becomes

$$p=-2f^2q_0cc'(\pi k)^{-1}\int_0^\infty\cos aye^{\delta_1 x}\lambda^{-1}da\ . \qquad (25)$$

This integral is expressed by a modified Bessel function $K_0(x)$ as (Erdélyi *et al*, 1954)

$$p=-2f^2q_0cc'(\pi k)^{-1}e^{-bx}K_0(br) \qquad (26)$$

in which $r^2=x^2+y^2$. This equation represents the Green function for the equation (10) (Veronis, 1958). However, it should be noted that the dimensions of the source c and c' must be less than 100 km for $k=10^{-6}$ (sec^{-1}) (or less than 1000 km for $k=10^{-5}$) so that the approximation leading from (23) to (24) and (25) might be valid.

The geostrophic component of a zonal velocity is expressed by

$$u_g=-f^{-1}(\partial p/\partial y)=4bSe^{-bx}\{2K_0(br)$$
$$-fy(2kr)^{-1}K_1(br)\} \qquad (27)$$

in which $S=q_0cc'/\pi$. The profiles of u_g at $x=-500$ km and -1000 km are plotted with a unit of $4bS$ in figures 2(A) and 2(B) for $k=10^{-6}$ and 10^{-5} (sec^{-1}), respectively. These profiles indicate that u_g is westward in the northern half and eastward in the southern half for positive q_0 (sink), as is the case of

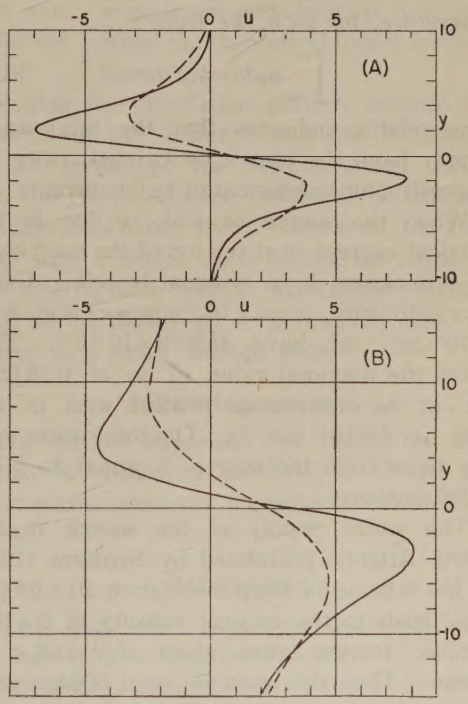


Fig. 2. Distributions of u_g (in a unit of $4bS$) against y (in 100 km) at $x=-500$ km (full lines) and at $x=-1000$ km (broken lines). Figure (A) is for $k=10^{-6}$ and (B) for $k=10^{-5}$ (sec^{-1}).

fiigure 1. The north-south gradient and maximal absolute value of u_g decrease as the distance from the source increases and as the value of k increases. As usually is the case, friction forces tend to decrease the gradient and absolute values of velocity. The pressure field given by (26) is plotted for $k=10^{-6}$ in figure 3(A), which shows rapid decrease of p to the east of the source.

The total zonal transport of a geostrophic current is given by

$$\int_{-\infty}^{\infty} u_g dy = -f^{-1}p\Big|_{-\infty}^{\infty} - \int_{-\infty}^{\infty} \beta f^{-2} p\, dy\ . \tag{28}$$

Since p vanishes at $y=\pm\infty$, (28) becomes

$$\int_{-\infty}^{\infty} u_g dy = 8bSe^{-bx}\int_0^{\infty} K_0(br)dy\ . \tag{29}$$

The formula of a modified Bessel function (ERDÉLYI *et al*, 1953) gives

$$\int_0^{\infty} K_0[b(x^2+y^2)^{1/2}]dy = (\pi/2b)\exp(-b|x|)\ . \tag{30}$$

Therefore, for $x<0$, we have

$$\int_{-\infty}^{\infty} u_g dy = 4cc'q_0\ . \tag{31}$$

This relation indicates that the total water supply from the source is carried away by a geostrophic component of zonal currents.

When the source or sink is due to the vertical current w at the top of the deep layer of a thickness h, q_0 is equal to w/h. Using $c=c'=10^7$ (cm), $w=\pi\times10^{-4}$ (cm/sec) and $h=2\times10^5$ (cm), we have $4bS=2\times10^{-8}k^{-1}$. This gives the maximal value of u_g of 0.16 (cm/sec) at the distance of 500 km west of the sink, for $k=10^{-6}$ (sec^{-1}). The total water supply $4cc'w$ from the source is equal to 0.126×10^6 (m^3/sec).

The water supply at the source in the North Atlantic postulated by STOMMEL (1958) in his scheme of deep circulation 20×10^6 (m^3/sec) leads to the vertical velocity of 5×10^{-2} (cm/sec) for the same values of c and c' as above. Then the maximal u_g at 500 km west of the source is about 25 (cm/sec) for the same magnitudes of k and h.

4. A point source at an eastern coast

The pressure distribution for a model with a point source at an eastern coast can be obtained by putting $x_1=c$ in the second equation of (21) and letting $c\to0$. When the third and higher powers of c in the expansions of A_0 and B_0 in (21) are neglected, we have

$$P=-f^2k^{-1}c'c^2q_0\exp\delta_1 x,\quad \text{for } x<-c \tag{32}$$

The Fourier integral for p becomes

$$p=-4f^2(k\pi)^{-1}c'c^2q_0e^{-bx}\int_0^{\infty}\cos aye^{-\lambda|x|}da. \tag{33}$$

This is again expressed by a modified Bessel function (ERDÉLYI *et al*, 1954) like

$$p=-4f^2(k\pi)^{-1}c'c^2q_0b|x|r^{-1}e^{-bx}K_1(br)\ . \tag{34}$$

The distribution of p computed by (34) is plotted in figure 3(B) with a unit of $0.4f_0^2(k\pi)^{-1}\cdot c'bc^2q_0$, in which f_0 is the value of f at $y=0$. If $bc=\frac{1}{2}$ (or $c=50$ km for $k=10^{-6}$), this unit is equal to the one used in figure 3(A). The pressure distribution of (34) is similar to figure 3(A) except near the source, though the equations are different. The source in figure 3(B) forms a singular point to which all isobars converge, but it is a singular point corresponding to $p=\infty$ in figure 3(A).

The total zonal transport of a geostrophic component is given by

$$\int_{-\infty}^{\infty} u_g dy = 8(\pi)^{-1}b^2c'c^2q_0|x|e^{-bx}\int_{-\infty}^{\infty} r^{-1}K_1(br)dy\ . \tag{35}$$

Again, from the relation of a modified Bessel function (ERDÉLYI *et al.*, 1953), we have

$$\int_0^{\infty}(t^2+z^2)^{-1/2}K_1[a(t^2+z^2)^{1/2}]dt=\pi(2az)^{-1}e^{-a|z|}, \tag{36}$$

(35) is written as

$$\int_{-\infty}^{\infty} u_g dy = 4bc'c^2q_0 \tag{37}$$

which is different from the total supply $4cc'q_0$ from the source. In order to obtain a zonal geostrophic transport equal to this supply, the higher powert of c must be taken into account in the expansion of (21).

The water from the source is transported neither by a non-geostrophic zonal component nor by meridional currents through the sides A and C of figure 4, as the y-coordinates y_0 and $-y_0$ of A and C approach to $\pm\infty$, respectively.

From (1) and (8), the velocity components

are given by

$$u=-f(\partial p/\partial y+k\partial p/\partial y)(f^2+k^2)^{-1}$$
$$v=(-k\partial p/\partial y+f\partial p/\partial y)(f^2+k^2)^{-1}\,. \quad (38)$$

First, it will be proved that

$$\int_A v dx\,, \quad \int_C v dy \to 0 \quad \text{as} \quad y_1 \to \infty\,. \quad (39)$$

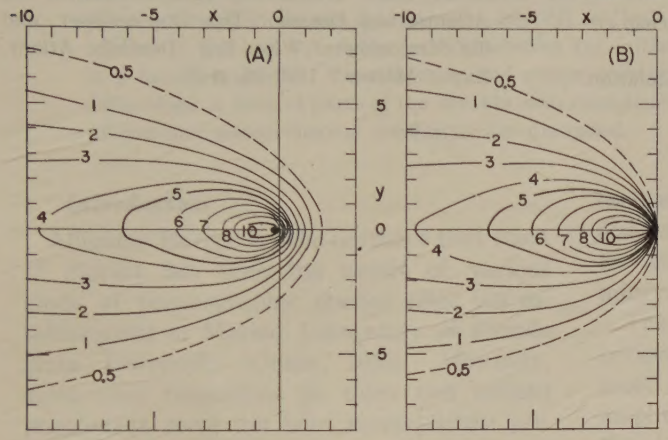


Fig. 3. Pressure patterns: (A) computed from (26) (in a unit of $-0.2f_0^2(k\pi)^{-2}cc'q_0$) and (B) computed from (34) (in a unit of $-0.4f_0^2(k\pi)^{-1}bc^2c'q_0$). The distances in x-and y-direction are shown in 100 km.

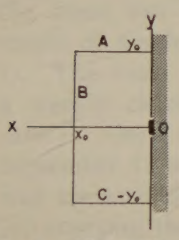


Fig. 4. The paths of integration around a point source for determining a net transport.

Substitution of (34) into the second equation of (38) gives

$$v \sim \exp(-b|y|)F(x, y)$$

in which $F(x, y)$ is an algebraic function of y, when $|y|$ is sufficiently large, as easily derived from the asymptotic formula of modified Bessel functions. Then, the relation (39) is proved to be valid for a finite value of x_0, the x-coordinate of the side B (Fig. 4).

Since $f^2 \gg k^2$, a non-geostrophic component of zonal currents of (38) is given by $u_n = -kf^{-2}(\partial p/\partial x)$. The integration of u_n along the side B gives

$$\int_{-\infty}^{\infty} u_n dy = 4\pi^{-1}c'c^2bq_0 \frac{\partial}{\partial x} \times \left[|x| e^{-bx} \int_{-\infty}^{\infty} r^{-1} K_1(br)\, dy \right]. \quad (40)$$

From the relation (36), the expression under partial differentiation about x is equal to π. Thus the right hand side of (40) vanishes. It is proved that the non-geostrophic component of zonal currents does not transport a net amount of water. The same argument can be applied in the previous section to prove that only a geostrophic zontal component to the west of the source transports the net water supplied by the source.

5. Conclusion

The analysis for a point source with friction as well as for an isolated but finite-dimension source gives different distributions of a zonal velocity from the experiment in a rotating basin by Stommel and Others (1958). Such discrepancy is reasonable, because the condition at the slots which supply water into the basin of the experiment may be quite different from the theoretical model treated here.

Neither the circulation pattern induced by a source at the eastern coast has similarity to the spread of the Mediterranean water into the North Atlantic indicated by salinity distribution (Wüst, 1936). However, the vortices with a length scale of 1000 km found at the intermediate depth (Montgomery, 1938) may be attributed to a permanent sink or source in a small, limited area.

Acknowledgement

The author expresses his thanks to Dr. Sidney W. Fox and Dr. F. C. W. Olson for their encouragements throughout the present work.

References

Erdélyi *et al*, 1953: Higher transcendental functions II. New York, McGraw-Hill.

Erdélyi *et al*, 1954: Tables of integral transformations I. New York, McGraw-Hill.

Goldsbrough, G. R., 1933: Ocean currents produced by evaporation and precipitation. Proc. Roy. Soc. A, 512–517.

Ichiye, T., 1958: The response of a stratified, bounded ocean to variable wind stresses.

Oceanog. Mag. **10** (1), 19–63.

ICHIYE, T., 1959: On the response of western boundary currents to variable wind stresses. Journ. Geophys. Res. **64** (2), 175–189.

MONTGOMERY, R. B., 1938: Circulation in upper layers of Southern North Atlantic deduced with use of isentropic analysis. Papers in Phys. Oceano. and Met., **6** (2), 1–55.

MORGAN, G. W., 1956: On wind-driven ocean circulation. Tellus, **8**, 301–320.

STOMMEL, H., 1958: The abyssal circulation. Deep-Sea. Res. **5**, 80–82.

STOMMEL, H., A. B. ARONS and A. J. FALLER, 1958: Some examples of stationary planetary flow patterns in bounded basins. Tellus, **10** (2), 175–187.

VERONIS, G., 1958: On the transient response of a β-plane ocean. Journ. Oceanog. Soc. Japan, **14** (1), 1–5.

WÜST, G., 1936: Schichtung und Zirkulation des Atlantischen Ozeans. Das Bodenwasser und die Stratosphäre. Wiss. Erg. Deutsch. Atlant. Exp. "Meteor" 1925–26. **6** (1).

The Journal of the Oceanographical Society of Japan
Vol. 16, No. 3, September 1960

A Note on the Seiches of Alligator Harbor, Florida*

Takashi ICHIYE and George B. DOWLING**

Abstract: The tidal records of Alligator Harbor of two months in summer of 1952 are analyzed. The frequency of occurrence of seiches and their amplitudes and energy distributions against periods are determined. Several methods of computing periods of seiches are applied to the bay. A dynamical explanation for initiation of oscillations of different modes in a bay is proposed. Correlograms and power spectra of sea level deviations from tides are determined in several parts of the records with conspicuous amplitudes. Relationships between seiches and meteorological conditions are discussed.

1. Introduction

Alligator Harbor on the northern Gulf coast of Florida has been the object of various kinds of oceanographic studies since the establishment of Marine Laboratory of Florida State University (OLSON, 1955). However, systematic researches on tides and related phenomena have not been accomplished yet. This report is a preliminary one for more complete studies which are now under planning.

Alligator Harbor is a shallow estuary with the mean low water depth of about 4 feet, length of 4 miles and width of $1\frac{1}{4}$ miles (Fig. 1). The tides were occasionally recorded in a weekly chart at a pier of Marine Laboratory. Only the records from July 13 to September 13 of 1952, during which recording was operated with a daily chart, are suitable for studying the seiches. Therefore the present study is mainly based on these records.

2. Statistics of occurrence of the seiches

In the records mentioned above all the oscillations with amplitudes larger than 0.3 in. (0.76 cm, half a division of scales of recording papers) are picked up and the periods are determined as the intervals from peak to peak. (When oscillations consist of a peak and a trough only, the time between peak and trough is doubled.) The numbers of oscillations (one wave from peak to peak is counted as one), the sum of amplitudes and the sum of squared amplitudes for different intervals of periods are shown in Table 1.

The table indicates that oscillations with periods of about one hour were generated most frequently, while the sum of squared amplitudes which are considered as proportional to energy of oscillations shows the maximum for periods of about 2.5 hours. This is due to the condition that the oscillations with longer periods of 2.5 hours occurred less frequently but had larger amplitudes than those with periods of one hour. This is also seen in the distribution of the average amplitude obtained by dividing the sum of amplitudes by the numbers of oscillations in Table 1.

These crude statistics suggest that there are two predominant oscillations in the bay and that the periods of oscillations are widely scattered.

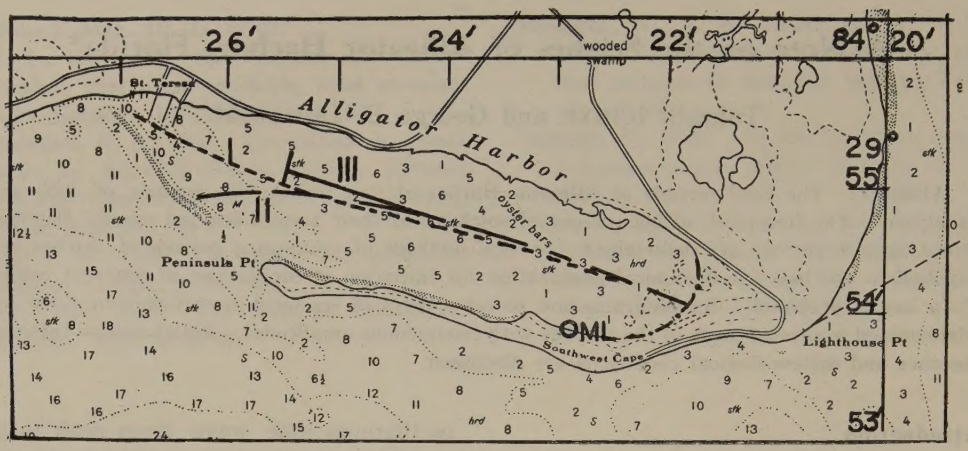
3. Computation of periods of seiches

Alligator Harbor is relatively simple in its geometry, with an elongated shape. However, shallowness and a sand bar across the mouth make computation of the periods of seiches complicated (Fig. 1A).

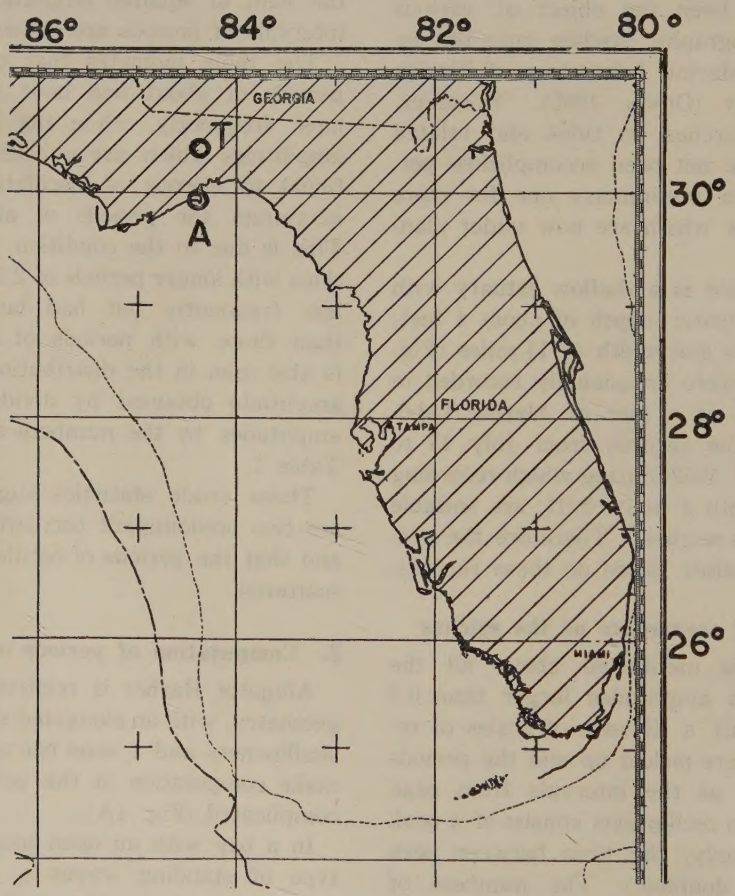
In a bay with an open mouth, the common type of standing waves is that which has a nodal line across the mouth and an antinode at the closed end of the bay. This type is designated here as BS (for bay seiches). However, the sand bar suggests that standing waves similar to those in a lake may be produced, because bars are often formed

* Received Mar. 28, 1960; Contribution No. 153 from Oceanographic Institute, Florida State University.

** TI, Oceanographic Institute, Florida State University: GBD, US Navy Mine Defense Laboratory, Panama City, Florida.



(A)



(B)

Fig. 1A. A chart of Alligator Harbor (from U. S. Coast and Geodetic Survey Chart No. 1261). (ML=Marine Laboratory, tidal station. The dotted line I, the broken line II and the full line III are different central lines. The chain line is an inner boundary of the bay. Fig. 1B. General map of Florida. (T=Tallahassee, A=Alligator Harbor).

Table 1.

Periods (hr.)	0.5	1	1.5	2	2.5	3	3.5
Numbers of Oscillations	16	89	74	34	28	14	3
Total Amplitude (cm)	36	227	236	137	149	91	21
Total squared Amplitude $(cm)^2$	53	469	980	671	1102	837	258

(Periods are shown by their central value. For example, a period of 0.5 hours means those from 15 min. to 45 min.)

along anantinodes, where sediments accumulate owing to vanishment of currents (LETTAU, 1932). The period of the fundamental mode of BS and LS (for lake seiches) is given by MERIAN's formula $T=4l/\sqrt{gh}$ and $T=2l/\sqrt{gh}$, respectively (SVERDRUP *et al.*, 1942, pp. 539-541), in which l and h are length and mean depth of the bay.

The average depth of Alligator Harbor at the lowest low water determined from the chart (Fig. 1A) is 3.74 ft (OLSON, 1955). Since the mean range of tides obtained by averaging data of one year is 1.92 ft, the average depth for mean sea level and at the mean high water is 4.70 ft and 5.66 ft, respectively. The length l should be measured along the central line of the bay but it may be different for different modes of oscillations. For LS, the sand bar may become a barrier preventing free water motion. The central line can be drawn in two ways as shown in Fig. 1A (I and II). The length, then, is equal to 4.2 and 4.7 n. miles, respectively. For BS either Curve II or III may be taken as the central line (Fig. 1A). For the curve III, the node at the mouth is normal to the central line; the length of the bay becomes 3.3 n. miles and the average depth is 3.18 ft at the lowest low water.

The periods of LS computed for all combinations of plausible values of h and l are tabulated in Table 2. (The corresponding periods of BS are twice of those of LS.)

This table indicates that change in depth due to different tidal stages produces variation of periods of about 30 per cent.

In order to see any differences in seiches produced at different tidal stages, numbers of oscillations, mean amplitudes and mean periods are determined for high and low water stages (HW and LW) and for vanishing tide stages (VT) occurring around the tropical tides. The data used are the same as those used for Table 1. High or low water stages are taken as a period of about three hours around high or low water. The vanishing tides usually continued about 8 hours and occurred only 14 days during 63 days of the recording. The result is shown in Table 3.

Table 2.

	LLW	MSL	MHW
l=3.3 nm	1.11	1.00	0.88
l=4.2 nm	1.30	1.20	1.06
l=4.7 nm	1.41	1.27	1.15

(Periods are in hours. LLW, MSL and MHW are for lowest low water, mean sea level and mean high water, respectively).

Table 3

	HW	LW	VT
No. of Oscills.	54	25	20
Mean Amp. (cm)	3.5	3.3	6.2
Mean Per. (hr)	1.6	1.4	2.3
Total Hours	297	302	106

It is seen in this table that seiches were more frequently produced at high water than at low water and that those with large amplitudes and long periods were most frequently generated during vanishing tides. In the vanishing tides, the seiches produced were mostly of BS type, while in low water they were mainly of LS type. This mixture of two types masks the effect of water depth on mean periods of seiches and thus the mean period becomes longer at high water than at low water.

Corrections for MERIAN's formula owing to deviation of a bay from a rectangular shape were derived by HONDA and others (1908). The corrected period is given by

$$T_n=2ln^{-1}(b_0/gS_0)^{1/2}c \qquad (1)$$

in which c is a correction factor for MERIAN's period and is expressed by

$$c^2=\left[\int_0^l(1-\cos 2n\pi x/l)(1+\Delta S/S_0)^{-1}dx\right] \times\left[\int_0^l(1-\cos 2n\pi x/l)\,(1+\Delta b/b_0)^{-1}dx\right]^{-1} \qquad (2)$$

In these equations S_0 and b_0 are mean values of cross sections and widths which are taken normal to the central line of the bay or x-coordinates. Deviations of these values at each section are ΔS and Δb, respectively, which are functions of x. n represents an integer or a semi-integer which is equal to 1 or $\frac{1}{2}$ for the fundamental mode for LS or BS, respectively. Numerical computation applied to Alligator Harbor gives $c=0.859$ for $n=1$ (LS) and $c=0.954$ for $n=\frac{1}{2}$ (BS). Closeness of the values of c to one indicates that the normal modes of oscillations of the bay are expressed pretty accurately by sine functions of x as in a rectangular bay of a constant depth (see Appendix I).

Correction to MERIAN's formula due to the effect of water motion near the mouth is called "mouth correction", for which several formulae have been derived by different authors (NEUMANN, 1948). Most well known among them is that derived by HONDA and others (1908) from energy principle and another by THORADE (1929) based on the idea of an equivalent length of a bay. They are given by

$$T_c=T_0(1+2Pb_ml^{-1})^{1/2} \quad (\text{HONDA } et\ al.) \qquad (3)$$

$$T_c=T_0(1+Pb_ml^{-1}) \quad (\text{THORADE}) \qquad (4)$$

in which T_0 is the period given by MERIAN's formula. P is a numerical constant expressed by

$$P=\pi^{-1}(3/2-\gamma-\log \pi b/\lambda) \qquad (5)$$

Then b_m is width of the bay at the mouth, γ is an Eulerian number equal to 0.572 and λ is a wave length which becomes $2l$ for LS and $4l$ for BS.

The correction factors for Alligator Harbor are equal to 1.166 for LS and 1.219 for BS from the equation (3) and equal to 1.181 for LS and 1.243 for BS from (4). The differences of the factors determined from two formulae are slight. Combination of the mouth correction (mean of the factors obtained from two formulae) and c-correction obtained from (2) gives 1.01 for LS and 1.17 for BS as correction factors to MERIAN's periods of the bay. A larger value for BS may partly explain the fact revealed in Table 1 that the predominant periods of about 2.5 hr of BS are longer than twice the periods of another predominant oscillation supposed to be of LS type.

4. Correlation with meteorological conditions

There were not enough data to derive definite relationships between the occurrence of seiches and meteorological conditions at Alligator Harbor. No systematic meteorological observations were done at Alligator Harbor at the time when the tidal records discussed here were obtained. However, the meteorological records of Weather Bureau Station at Tallahassee airport (Fig. 1B) and weather maps indicate that the period considered was meteorologically rather tranquil with no conspicuous disturbances except a few described below.

During July of 1952 local squalls were occasionally observed at Tallahassee and apparently caused seiches of relatively large amplitudes which were often recorded in the evening around midnight. In Fig. 2 are shown two examples of them. All records of seiches are shown after elliminating tides. Wind speed and directions at Tallahassee are plotted for the first example of July 14 to 15. The rain squall at Alligator Harbor continued from 1830 to 1900 of July 14 accompanying the wind of 20 to 30 m.p.h. but the data at Tallahassee indicates that this squall was between 1600 and 1630 with the wind of merely 10 m.p.h. or less. In the second example of July 26, the squall began at about 2320 and brought the wind of 40 m.p.h. at Alligator Harbor. It should be noted that the seiches were recorded several hours before the squall

actually attacked Alligator Harbor in both examples. These forerunners might have been caused by long waves which were initiated in the open sea and propagated faster than the squall (Ichiye, 1950).

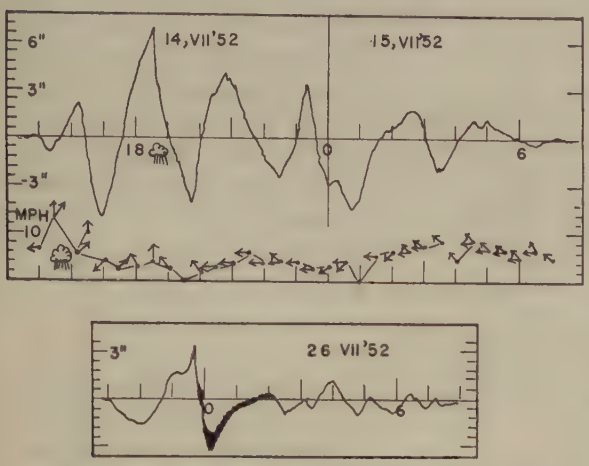


Fig. 2. Examples of seiches produced by local showers. (Wind speed in mph and wind direction at Tallahassee are plotted for the period of 14 to 15 July.)

Three examples which are supposed to be due to distant meteorological disturbances are shown in Fig. 3 to 5 with weather charts for the occasions. Usually the seiches which are caused by distant origins continue longer than those due to local origins. The seiches of August 28 to 29 plotted in Fig. 3 seem to be due to the hurricane which advanced northwards off the Atlantic coast of Florida. The records at Tallahassee indicate that this hurricane brought only occasional rains and winds of around 10 m.p.h. from the evening of 28th through 29th. The seiches of September 11 to 13 might have been caused by a weak tropical low which appeared southeast of Florida on 10th and advanced northeastwards through 11th. Obviously intensity of this low was much weaker and its duration was shorter than the hurricane of the previous example. However, the seiches caused by both disturbances had similar order of amplitudes and duration.

The last example of Fig. 5 is taken from records of September 14 to 16 of 1953 (which are not discussed in Section 2). This example gives the seiches caused by a stationary front across the northern boundary of Florida which brought winds less than 10 m.p.h. at Tallahassee throughout the period. However, long duration of seiches of relatively large amplitudes suggests that this front might have been rather intense in the open Gulf.

5. Correlograms and power spectra

Whittle has computed correlograms and periodgrams of series of the water level which was read at 15-second interval from a seiche record (1954). In this study, the fluctuation of sea level due to seiches was obtained from conventional tidal records by eliminating the tides. Therefore, readings of the sea level must be taken at 15-minute interval. Then, in order to obtain statistically significant results, long series of records are needed. On the other hand, it is desirable to select an interval of records for which a cause of the

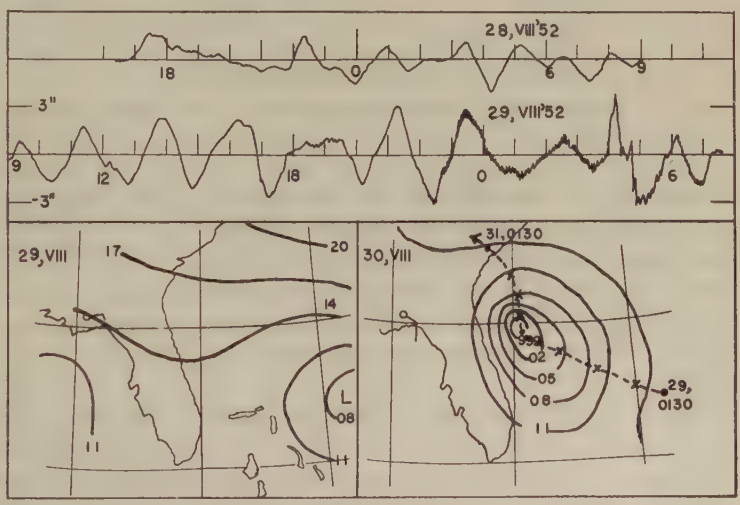


Fig. 3. An example of seiches produced by a hurricane. Weather maps are taken from U. S. Weather Bureau Daily Charts. The time of observation is at 0130 EST. Successive centers of the hurricane are indicated with crosses and closed circles at 6-hour interval).

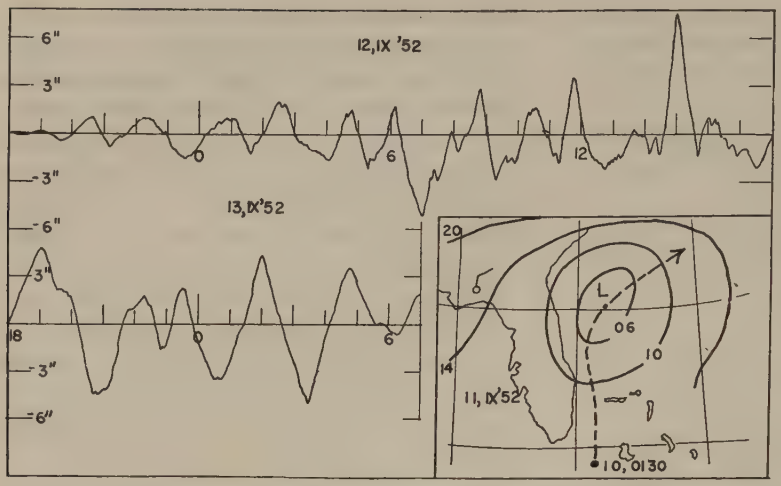


Fig. 4. An example of seiches produced by a tropical low. (See legend of Fig. 3.)

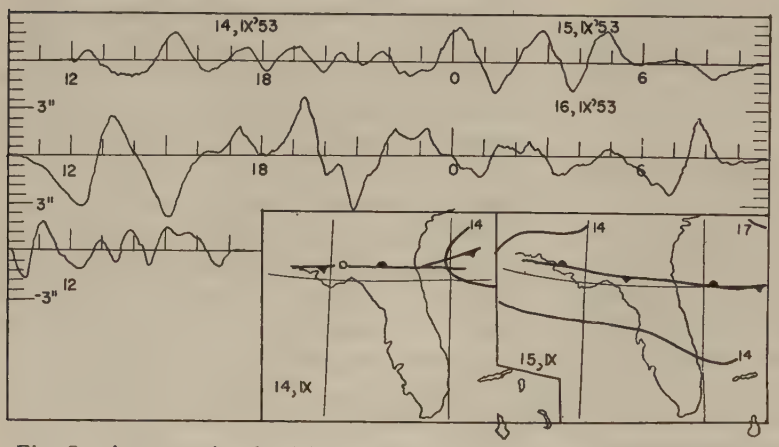


Fig. 5. An example of seiches produced by a stationary front. (See legend of Fig. 3.

seiches can be specified, for the purpose of knowing the relationships between the seiches and meteorological disturbances. Four intervals of the records which showed conspicuous fluctuations of sea level are selected so as to satisfy these two requirements as nearly as possible.

The first interval (I) consists of records from 1300 of July 13 to 0815 of July 18, 1952. This represents the period when local showers of short duration produced seiches almost every evening and night (Fig. 2). The second interval (II) gives an example of seiches caused by a distant hurricane (Fig. 3). The third example (III) corresponds to seiches due to a weak tropical low (Fig. 4). The fourth interval (IV) is an example of seiches due to a stationary front (Fig. 5).

The sea level X_t is read at 15-minute interval from the tidal records for each of these examples. The autocovariance C_s is computed from

$$C_s=\frac{1}{n-s}\sum_{t=1}^{n-s}(X_t-\bar{X}_t)\times(X_{t+s}-\bar{X}_{t+s}) \quad (6)$$

where $\bar{X}_t$ is the average of X_t for $t=1$ to $t=n-s$. Correlograms can be computed from the relation $R_s=C_s/C_0$ and they are obtained in each interval for values of s up to 24.

There are two kinds of formula for power spectra derived from correlograms. One formula has been given by Blackman and Tukey (1958). They defined *raw* spectral density as

$$V_s=C_0+2\sum_{q=1}^{q=m-1}C_q\cos(qs\pi/m)+C_m\cos s\pi \quad (7)$$

and *refined* spectral density as

$$\left.\begin{aligned}U_s&=\tfrac{1}{2}V_{s-1}+\tfrac{1}{2}V_s+\tfrac{1}{4}V_{s+1}\quad(1\leqslant s\leqslant m-1)\\U_0&=\tfrac{1}{2}(V_0+V_1)\,,\\U_m&=\tfrac{1}{4}(V_{m-1}+V_m)\end{aligned}\right\} \quad (8)$$

The other formula which has been applied to a seiche record by Whittle (1954) was given by Bartlett (1950, 1955) as

$$I_s=C_0+2\sum_{q=1}^{m-1}C_q(1-q/m)\cos(qs\pi/m) \quad (9)$$

These values of V_s, U_s and I_s represent the spectral density at a period of $2m\Delta t/s$, in

which Δt is an equispaced interval for X_t.

Correlograms R_s and spectral densities V_s, U_s and I_s are tabulated in Table 4 and all of them except V_s are plotted in Fig. 6. The correlogram of the interval II which corresponds to the seiches produced by a hurricane is distinguished from those of other intervals. It indicates more regular wave forms with less damping than the other three. Damping is most conspicuous in the correlograms of the interval I, although this has more regular wave forms than those of III and IV. Such differences in correlograms may be explained from statistical natures of disturbing forces which produced the seiches. In the example II, long waves generated in the hurricane area would arrive at the coast of the northern Gulf with relatively regular wave forms as they traveled long distance from the source. Thus the seiches produced by them had also a regular spectrum. On the other hand, in other occasions the disturbing forces, particularly such local showers as in the example I, were random and

Table 4.

	R_s ($\times 10^3$)				V_s (in cm^2)				U_s (im cm^2)				I_s (in cm^2)			
s	I	II	III	IV	I	II	III	IV	I	II	III	IV	I	II	III	IV
0					24	10	23	8	30	19	19	8	0	4	30	4
1	783	709	747	719	10	11*	51	7	17	2	30	10	13	3	28	9
2	380	190	305	308	24	19	5*	18	46	11	45	19	26	12	47	20
3	−269	−318	− 23	− 35	124	15	138	32	109	32	94	35	108	27	109	33
4	−338	−304	−217	−260	171	78	104	58	141	62	105	41	144	57	103	42
5	−523	−547	−343	−408	103	77	72	15	104	56	73	27	100	54	66	27
6	−542	−512	−357	−460	39	9*	44	19	45	20	47	15	51	14	57	15
7	−422	−263	−324	−363	33	21	25	6	52	18	40	15	34	12	30	10
8	−221	−245	−204	−195	103	39	65	30	65	29	33	19	86	34	58	23
9	− 18	− 33	−101	− 73	23	15	17*	6	39	19	12	12	22	15	12	20
10	168	372	− 49	85	8	8	17	7	10	8	4	5	11	9	20	4
11	239	512	44	85	1	2	0	1	4	3	7	4	16	2	16	3
12	228	264	161	113	7	1	10	6	6	5	9	3	7	4	9	3
13	170	138	230	73	9	14	17	1*	6	9	6	2	6	6	4	2
14	100	−166	203	83	1*	4	20*	1	2*	9	2*	1	1*	6	3*	3
15	23	−259	141	− 29	13*	9	17	2	15*	4	6	1	9*	1	4	15
16	− 42	−491	127	− 75	29*	5*	11	2*	21*	1*	9	1*	29*	9*	7*	7*
17	− 89	−359	154	−149	13*	5*	3*	2*	14*	5*	3	0*	9*	5*	3	0
18	− 99	− 85	117	−185	0*	5*	6	5	4*	3*	3	4	1*	4*	2	2
19	− 79	250	5	−148	0*	1	2*	7	0	0*	0	5	2	1*	0*	0
20	− 62	460	−142	− 94	1	1	1*	2	0	1	2	4	1	1	0	1
21	− 32	527	−232	− 10	0*	3	14	3	1	4	8	1	2	2	2*	2
22	− 24	394	−306	6	4	8	3	2*	6	6	5	1	6	5	1	1*
23	− 18	59	−308	76	15	4	2*	3	18	11	2	3	12	4	2	1
24	− 12	−326	−162	209	37	29	15	8	26	16	7	5	28	10	9	7

Intervals of the data for each example: I, from 1300 July 13 to 0815 July 15 of 1952; II, from 1700 August 27 to 0730 August 29 of 1952; III, from 1600 September 11 to 0645 September 13 of 1952; IV, from 1200 September 14 to 1700 September 16 of 1953. The asterik * behind figures of the spectral density indicates negative values. Autocorrelations are shown times 1000 and spectral densities V_s, U_s and I_s are shown in square centimeters.

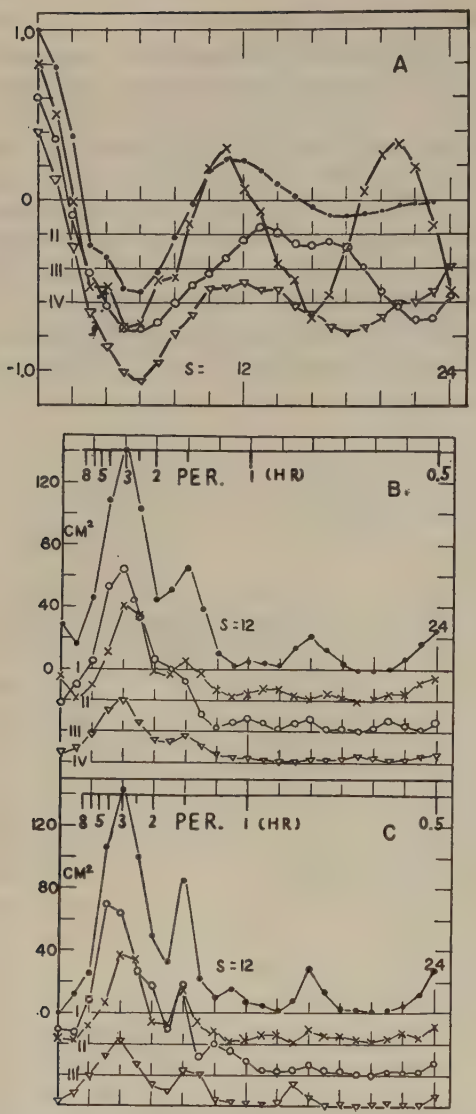


Fig. 6A. Correlograms. 6B. Spectral density U_s defined by Blackman and Tukey (in cm²). 6C. Spectral density I_s defined by Whittle (in cm²), I (closed circles), II (crosses), III (open circles), IV (triangles). The zero line is taken different for each group. The legend of ordinates is only for the group I. One unit of s corresponds to 15 minutes. Periods are shown in the upper portion of B and C in hours.

impulsive. Thus the spectra of the seiches include a large noise and correlograms show a conspicuous damping.

The results of spectral analysis of the correlograms do not always agree with those obtained from crude statistics of peak intervals of the records given in Section 2. Particularly it is striking that the most prominent period in these spectra is 3 hours and the second peak is seen at 1.5 hours, while the period of 1 hour which was the second prominent period in Table 1 cannot be recognized in the spectral density. The seiches of one hour period occurred mostly during calm days between the selected intervals. It is also noted that the spectra of I and II are similar, notwithstanding a large difference in their correlograms, except a small peak of the spectral density of I at a period of about 0.8 hours which apparently corresponds to 1-hour period of Table 1. The absolute values of the spectral intensity for dominant periods which correspond to the square of amplitudes become large for examples I and III. Thus the seiches produced by local disturbances generally attain larger amplitudes than those of a distant origin.

Since the meteorological data were not satisfactory in this study, as already stated, only one trial of statistical analysis of these data is mentioned. The seiches during the period of the example I were mainly produced by local showers. Thus the local winds observed at Tallahassee Weather Station during the period are considered to be more pertinent to seiches than those of other periods. In Table 5 are tabulated the correlograms computed from east and north components of winds observed at half hour intervals from 1300 July 13 to 1830 July 18, 1952. These correlograms indicate no periodic fluctuation of wind speed as those of the sea level. They suggest that the wind fluctuation is of normal Markoff process (Bartlett, 1955). When the interpretation commonly used in a theory of turbulence is applied, the average period of vortices in the atmosphere is about two to three hours, because the autocorrelations R_s drop below the significance level for s larger than 4 or 7 (Lanning and Battin, 1956). This may explain the fact that the seiches of about three hour period were generated by local meteorological disturbances which were random and impulsive.

6. Conclusion

More extensive data of seiches for different

conditions are necessary with details of meteorological data. Also simultaneous recordings at several spots are desirable for determining the modes of oscillations. Instruments which filter out waves and tides are particularly needed.

Table 5. Autocorrelations for wind components.

s	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
E	586	452	233	136	137	135	133	132	130	129
N	563	372	278	250	293	273	198	196	192	134

The winds were observed at half—hour intervals from 1300 July 13 to 1830 July 18, 1952 at Tallahassee Weather Station. E and N are for east and north components, respectively. Autocorrelations are shown times 1000.

Appendix I. Derivation of correction formula to Merian's period.

In a bay having a long axis in x-direction, kinetic and potential energy T and V of oscillations are given by (Lamb, 1932)

$$2T=\int_0^l S(\partial\xi/\partial t)^2dx;\ 2V=g\int_0^l b\eta^2dx \quad (a)$$

in which ξ and η are horizontal and vertical displacement of the water and S and b are cross section and width normal to x-axis. The equation of continuity becomes

$$\eta=-b^{-1}\partial(S\xi)/\partial x \quad (b)$$

When we put $X=S\xi$, equations (a) are expressed by

$$2T=\int^l(\partial X/\partial t)^2S^{-1}dx;\ 2V=g\int_0^l(\partial X/\partial x)^2b^{-1}dx \quad (c)$$

For a rectangular bay with a constant depth h, X is given by a sum of normal functions which are sine functions about x. Thus

$$X=\Sigma A_n\sin(n\pi x/l)\cos(2\pi t/T_n) \quad (d)$$

in which A_n is a constant determined from the initial condition and n is an integer for LS and a semi-integer for Bs. Periods T_n are expressed by Merian's formula.

When cross sections of the bay are variable but deviations from the mean value of S are small, the normal functions are expressed by (d) as the first approximation. Then, the constancy of total energy with time will give the proper period for each normal mode. In reverse, when the period thus determined is close to Merian's period, the mode of oscillations in the bay is considered to be similar to that of a rectangular bay.

Substituting one term of the right hand side of (d) into (a), we have

$$T+V=A_n^2\Big\{4\pi^2T_n^{-2}\sin^2(2\pi t/T_n)\times\int_0^l S^{-1}\sin^2(n\pi x/l)dx+g(n\pi/l)^2\cos^2(2\pi t/T_n)\times\int_0^l b^{-1}\cos^2(n\pi x/l)dx\Big\} \quad (e)$$

The constancy of $T+V$ can be satisfied only when the coefficient of square sine and square cosine about time t are equal. The condition gives the equation of T_n expressed by (1) and (2) of the text.

Appendix II. Energy of oscillations of water in a bay

Consider a case when wind acts on the surface of a bay. By use of the same notations as in Appendix I, the equation of motion is given by

$$\partial^2\xi/\partial t^2=-g\partial\eta/\partial x+\tau/h-k(\partial\xi/\partial t) \quad (f)$$

in which τ is the x-component of wind stress, assumed to be uniform with depth, and k is a frictional coefficient. Multiplying $\partial\xi/\partial t$ to both sides of (f) and integrating them over the whole volume of the water, we have

$$\partial T/\partial t=-g\int_0^D S(\partial\xi/\partial t)(\partial\eta/\partial x)dx+\int_0^l S\tau h^{-1}(\partial\xi/\partial t)\,dx-k\int_0^l(\partial\xi/\partial t)^2dx \quad (g)$$

With the equation of continuity (b), the first

term of the r.h.s. is transformed into

$$\int_0^l S\frac{\partial\xi}{\partial t}\frac{\partial\eta}{\partial t}dx=\eta\frac{\partial\xi}{\partial t}S\Big|_0^l-\int_0^l\eta\frac{\partial}{\partial x}\left(\frac{\partial\xi}{\partial t}S\right)dx$$
$$=\left(\eta\frac{\partial\xi}{\partial t}S\right)_l+\frac{1}{2}\frac{\partial}{\partial t}\int_0^l b\eta^2dx \qquad (h)$$

where the subscript l indicates the values at the inner end $x=l$ and the condition that $\partial\xi/\partial t=0$ at $x=0$ is used. The equation (g) becomes

$$\frac{\partial}{\partial t}(T+V)=-g\left(\eta\frac{\partial\xi}{\partial t}S\right)_l$$
$$+\int_0^l b\left(\frac{\partial\xi}{\partial t}\right)\tau dx-\int_0^l k\left(\frac{\partial\xi}{\partial t}\right)^2Sdx \qquad (i)$$

The first term of r.h.s. represents the energy transport at the mouth of the bay, the second term is the work done by wind stresses and the third term is the dissipation of energy by friction. The first and second term may be positive or negative according to phase lags of horizontal current to wind stresses or surface elevation at the mouth.

In a small bay τ is considered to be constant in the integral of r.h.s. of (i) except for strongly concentrated wind fields such as tornadoes. When the bay is not much deviated from a rectangular one, normal modes of oscillations are approximately expressed by sine functions. Thus we have

$$\xi\sim a_n(t)\sin(n\pi x/l) \qquad (j)$$

in which n is an integer for LS and a semi-integer for BS (Appendix 1). For the lowest mode, the second term of r.h.s. of (i) is equal to

$$\left.\begin{aligned}&\tau\dot{a}_1(t)\int_0^l b\sin(\pi x/l)dx,\ \text{(LS)};\\&\tau\dot{a}_0(t)\int_0^l b\sin(\pi x/2l)dx,\ \text{(BS)}\end{aligned}\right\} \qquad (k)$$

Thus the integral for LS becomes negligibly small when b is almost constant, while the second integral of (k) is equal to $2\tau\dot{a}_0(t)bl\pi^{-1}$. This will explain that in Alligator Harbor (and similar bays with a mouth) oscillations of BS type are more frequently generated than those of LS type.

The relative importance of each term of r.h.s. in (i) may be estimated by comparing its absolute value computed for the lowest mode of BS. Under the condition that the bay is almost rectangular, absolute values F_1, F_2 and F_3 of the term substituted with a normal function (j) are given by

$$F_1\sim g\eta_1 vS_1\ ,\quad F_2\sim 2l\pi^{-1}b^2\tau\ ,\quad F_3=\tfrac{1}{2}klSv^2 \qquad (l)$$

in which $v=|\dot{a}_0(t)|$. The suffix 1 indicates the values at the mouth. Geometrical and physical constants in F_2 and F_3 represent the average values along the length of the bay.

In Alligator Harbor S_1 measured along the bar is 2.1×10^7 cm^2. With $S=2.8\times10^7$ cm^2 and $b=2\times10^5$ cm, we have

$$F_1/F_2\sim0.21\eta_1\tau^{-1} \qquad (m)$$

This is equal to one for $\eta_1\sim13$ cm and $\tau\sim2.8$ cm^2/sec^2, the latter of which corresponds to wind speed of 10 m/sec. Thus energy transport through the mouth by long waves of rather small amplitudes is of the same order as the work done by a strong wind.

Autocorrelations and correlograms of ξ or η in a system described by the equation (f) will be expressed by a function of damping oscillations, if the disturbing forces are random, as in the Brownian motion of a simple harmonic oscillator (Wang and Uhlenbeck). Then, k can be determined from logarithmic decrement of amplitudes of the correlogram. Disturbing forces in the example I discussed in Section 5 seem to satisfy the condition of randomness best. The k value obtained from this correlogram is 1.5×10^{-4} sec^{-1}, which gives

$$F_1/F_3\sim12\eta_1v^{-1} \qquad (n)$$

This ratio becomes larger than 10 for a moderate value of η_1, because v is usually less than 10 cm/sec. [The k-value determined from decrement of storm surges is 3×10^{-5} sec^{-1} in a bay about thirty miles long and thirty meters deep (Ichiye, 1951)]. Therefore, the effect of the friction is small in Alligator Harbor.

This conclusion is not affected by introducing a frictional term $-\kappa u_b|u_b|h^{-1}$, instead of the third term of r.h.s. of (i), where u_b is the velocity of bottom current and κ is a constant. In this model normal functions are

again expressed by sine functions approximately, although decrement with time is different from an exponential function (Ichiye, 1955a). Thus we have

$$F_3 \sim v_b^2 v \int_0^l \kappa b \sin^3(\pi x/2l) dx \sim 4\kappa b l v v_b^2/3\pi \qquad \text{(m)}$$

where v_b is the amplitude of bottom current. Then by use of $\kappa = 2\times10^{-3}$, which was applied to computation of tidal friction in the Irish Sea (Taylor, 1919), we have

$$F_1/F_3 \sim 1.6\times10^3 \eta_1 v_b^{-2} \qquad \text{(o)}$$

[In waters more shallow than the Irish Sea κ is larger than this value but bottom currents have phase lags to the mean currents (Ichiye, 1955b)]. Therefore, this ratio (o) again indicates small contributions from the friction term compared with the energy transport through the mouth.

Acknowledgement

This work was aided by a contract between Office of Naval Research, Department of the Navy and Florida State University, Nonr-988 (06). Some auto-correlations of Table 4 were computed with IBM 650 of Computing Center at Florida State University.

References

Blackman, R. B. and J. W. Tukey, 1958. The measurement of power spectra from the point of view of communications engineering, Bell System Tech. J. 37, 185–282 and 485–570.

Bartlett, M. S., 1950. Periodgram analysis and continuous spectra, Biometrica, 37, 1–16.

Bartlett, M. S., 1955. An introduction to stochastic processes, Cambridge University Press, 312 pp.

Honda, K. *et al.*, 1908. An investigation on the secondary undulation of oceanic tides, J. College of Sci., Imp. Univ. of Tokyo, 24, 1–113.

Ichiye, T., 1950. On long waves caused by wind discontinuities, Mem. of Kobe Mar. Obs. 8.

Ichiye, T., 1951. On the abnormal high water caused by the Typhoon "Jane". Reports of Oceanog. (Tokyo), 2 (2), 97–104, (in Japanese with English summary).

Ichiye, T., 1955a. A short note on the dissipation of seiches, J. Oceanog. Soc. of Japan, 11 (3), 95–96.

Ichiye, T., 1955b. On the friction in the tidal currents, Oceanog. Mag. (Tokyo), 7 (1), 55–77.

Lamb, H., 1932. Hydrodynamics, Cambridge University Press, 6th ed.

Lanning, J. H. and R. H. Battin, 1956. Random processes in automatic control, McGraw-Hill Book Company, New York, 434 pp.

Lettau, H., 1932. Stehende Wellen als Ursachen ungestaltender Vorgange in Seen, Ann. d. Hydrog. u. marit. Met., Heft 6.

Neumann, G., 1948. Über Resonanzschwingungen von Meeresbuchten und die Mündungskorrectur bei Seiches, D. Hydrog. Zeits., 1, 79–101.

Olson, F. C. W., 1955. The hydrography of Alligator Harbor, Franklin County, Florida, Oceanog. Inst. Contr. No. 28 Florida St. Univ. (mimeographed).

Sverdrup, H. U. et al, 1942. The oceans, Prentice-Hall, Inc., 1060 pp.

Taylor, G. I., 1919. Tidal friction in the Irish Sea, Trans. Roy. Soc. London, A 220, 1–23.

Thorade, H., 1931. Probleme der Wasserwellen, Probleme d. kosm. Physik, 13/14.

Wang, M. C. and G. E. Uhlenbeck, 1945. On the theory of the Brownian motion II, Rev. Mod. Phys., 17 (3-4), 323–342.

Whittle, P., 1954. The statistical analysis of a seiche record, J. Mar. Res., 13 (1), 76–100.

The Journal of the Oceanographical Society of Japan
Vol. 16, No. 3 September 1960

表面水温について(Ⅲ)

——天気の影響(1)*——

小長俊二**

The Water Temperature at the Sea Surface (III)

An Influence of the Weather Condition (1)

Shunji KONAGA

Abstract: It is important to know the relation between the oceanographical condition and the meteorological one. Many investigators have solved it on an averaged value in a long term or on a climatic condition.

Some large variations in a few days were found at the sea surface: typhoon 5906 gave us the appropriate data to consider the relation; the water temperature at the sea surface was decreased about 2°C during only a week in the region of south of Shikoku. This typhoon passed very slowly by West Japan, and the area was under its influence during more than 3 days.

In this paper, we considered the variations of the water temperature and chlorinity from the viewpoint of the evaporation and the precipitation.

On the evaporation we used the following equation,

$$E = k(e_w - e_a)W, \qquad \text{where}$$

k : evaporation factor
e_w: vapor pressure at the sea surface,
e_a: vapor pressure in the air, altitude of a m,
W: wind velocity.

We assumed that the water temperature decreased linearly with the depth from the surface and that on cooling the water by the evaporation there was no inversion layer, but homogeneous temperature layer was created; the following equation showed the vertical distribution of the temperature,

$$\theta = \theta_0 - bz \qquad \text{where}$$

θ : the water temperature of the depth of z cm, or of the surface after cooling during t days,
θ_0 : initial surface temperature
b : temperature gradient.

And we assumed that the saturated vapor pressure at the sea surface was proportional to the surface temperature, i, e.,

$$e_W = e_{W_0} - c(\theta_0 - \theta) \qquad \text{where}$$

e_{W_0}: the saturated vapor pressure at the sea surface when the surface water temperature was θ_0°C,
e_W : the saturated vapor pressure at the sea surface when the surface water temperature was θ°C,
c : const..

And the precipitation was computed from the decrease of the water temperature and chlorinity.

* 1960 年 5 月 19 日受理
** 神戸海洋気象台 Kobe Marine Observatory.

1. 緒　　言

海面と大気との関係は非常に密接で，その熱交換は特に重要な問題である。しかし測定の困難なことから数値的な取り扱いをする際，特に短期間のものはむつかしい。ここで考える蒸発についても，直接の測定が困難なことや，これに関係する海洋の資料も，沿岸では降水や淡水の流入等不確かなものが混入するので，蒸発による変化のみを見出すことは困難である。しかし，比較的移流の少い沖合いの資料を用いて，輻射効果の比較的小さい条件のもとで考えれば短期間のものもある程度正確に求められるのではないかと考えた。

台風 5906 号が西日本の海上をゆつくり通過している間に表面水温が 2°C 以上低下し，塩素量も相当大きな変化をみせたので，この資料を用いて，蒸発による海水の冷却過程を調査した。

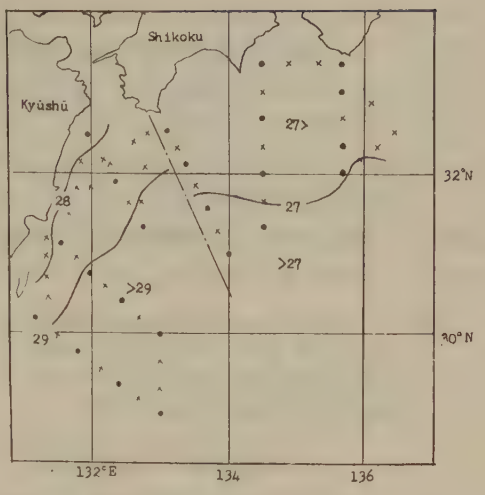


Fig. 2. Isotherms at the sea surface in °C. Broken line shows the border; the right side of which was observed after the typhoon passing by and the left, before it.

2. 台風 5906 号について[1]

台風 5906 号は Fig. 1 のようなコースをたどつて，沖縄附近から黒潮に沿つて北上し，九州南方ではほとんど停滞し，急速に衰えながら本邦の南岸沿いに東に進んだもので，範囲が非常に広く，眼の直径は 200 km にも達していた。したがつて九州近くの海面は 3～4 日間台風の影響下にあつて，風速 20 m/sec 前後の風に吹かれていたことが推定される。そして Fig. 2[2] に示した表面水温の水平分布図でわかるように，台風の前（鎖線の西）後で約 2°C の温度差が認められる。この台風のもう一つの特徴は，中心附近の気温が一様に 26°C 前後を示したことである。蒸気圧も 32～33 mb 程度で，ほぼ 90 % の湿度に相当している。この値を海上にも適用した。雨も台風の進路にあたつた沿岸の値（名瀬・鹿児島・油津・足摺岬・高知・室戸崎）を参照して，1 日の雨量を約 100 mm と推定した[3]。

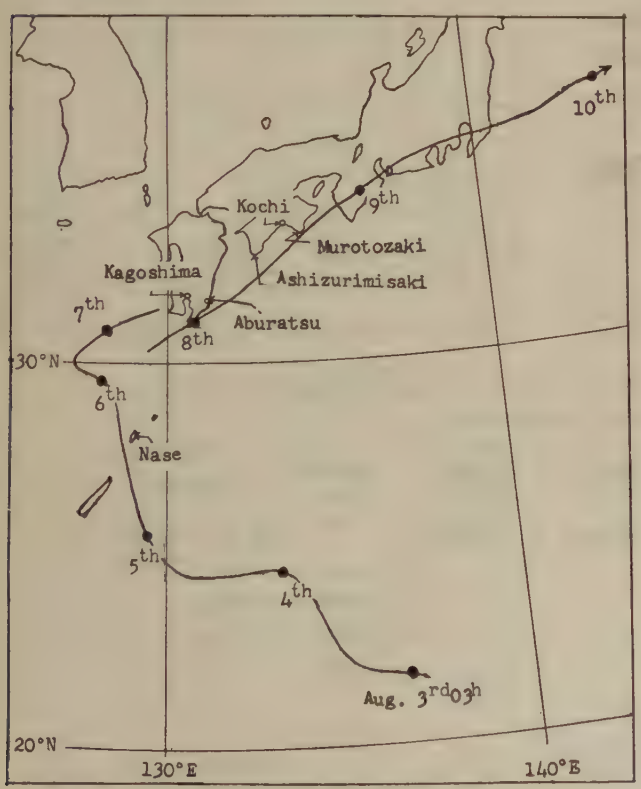


Fig. 1. The course of typhoon 5906.

3. 50 m までの水温と塩素量の平均値の変化

神戸海洋気象台春風丸による観測資料から，台風前後での変化を調べた。BT

の記録では水温の均一層が 30 m 以深におよんでいるので，50 m までの水温と塩素量の平均値を計算した。沿岸水の混入の度合いの一様でない部分を除いて，黒潮よりも更に沖合いのものを選んだ。その結果は Table 1 に示しているが，水温で 1.1°C 塩素量で 0.10‰ 減少している。台風の影響を4日間とすれば，水温は約 0.3°C/day，塩素量は 0.025‰/day の減少率となる。

Table 1. Mean temperature and chlorinity from the surface to 50 m depth, before and after typhoon 5906 passing by the south of Shikoku.

	Temperature (°C)	Chlorinity (‰)
Before	27.82	19.28
After	26.70	19.18
Difference	1.12	0.10

4. 蒸発量の見積り——水温の低下

海面からの蒸発は理論的にも実験的にも充分に解明されていないが，乱流理論による SVERDRUP[4] の研究以来，蒸発速度は，風速と蒸気圧の函数として表わされることが一般に認められている[5]。即ち

$$E = f(W)(e_W - e_a) \qquad (1)$$

但し e_W： 海面での蒸気圧

e_a： a の高さの空気中の蒸気圧

W： 風速

$f(W)$ は経験的に

$$f(W) = j + kW \quad (j, k \text{ は常数}) \qquad (2)$$

の形がとられているが，風速が0のときに海面からの蒸発は小さいので $j = 0$ の形がとられている。即ち

$$E = k(e_W - e_a)W \qquad (3)$$

k： 蒸発係数

k の値は Table 2 に示している。筆者はこれらの値を参照して，0.021 とした。但し，蒸発の単位は cm/cm²/day または gr/cm²/day 風速は m/sec を用いた。

表面水温が約 28°C で一定と考えて，蒸気圧を 38.0 mb とすれば

$$E = 0.021(38.0 - 32.0) \times 20$$
$$= 2.52 \text{ cm/cm}^2\text{/day}$$

風速は 20 m/sec で一定とした。蒸発熱を 580 cal/gr と考えれば，エネルギーの放出は 1450 cal/cm²/day となつて 50 m までの平均水温は約 0.3°C/day 低下する。密度と比熱の積をほぼ1として計算した。

水温の著しく上昇している8月のはじめ頃までは，この海域では表面から 100 m くらいまでは水温の勾配がかなり大きいので，平均値としての水温ではその変化の模様を把握することがむづかしい。水温の鉛直分布模型として，Fig. 3 のように一様な温度傾斜を考える。そして表面から冷却される場合には混合が速やかに行われ混合層は形成されるが，温度の逆転はないものと仮定する。また雨による冷却も混合が速やかであれば，非常に小さくなるので無視する。温度勾配を $-b$

Table 2. The evaporation factor, given by several investigators, as the evaporation is measured in cm/cm²/day.

Investigator	Smooth surface	Rough surface	Climatic value	Remarks
SVERDRUP, H.U.	0.00672	0.02356		6 m height
JACOBS, W.C.[6]			0.0143	6 m
MASUZAWA, J.[7]			0.0093	9.5 m
KOIZUMI, M.[8]			0.0093	9.5 m
MIYAZAKI, M.[9]			0.0127	
ITO, N.[10]		0.028		
HANZAWA, M.[9]			0.0143	
OKUDA, S. & HAYAMI, S.[11]	0.008～0.012	0.02<		8 m
TERADA, K.[12]			0.0143	

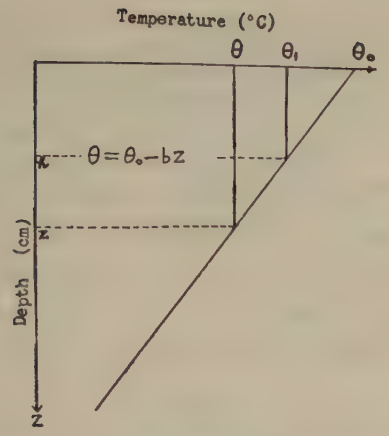


Fig. 3. A model of vertical distribution of temperature in summer.

はじめの表面水温を θ_0 とすれば，z の深さの水温 θ は

$$\theta = \theta_0 - bz \qquad (4)$$

となる。またこの水温は z が混合層の深さでもあるから t 日間冷却された後の表面水温ともなるわけである (Fig. 3 参照)。

海面での蒸気圧は，表面水温の飽和蒸気圧を用いると，表面水温の変化につれて変化する。元来飽和蒸気圧は温度の複雑な函数であるが，温度範囲が狭ければ，温度に比例して変化すると考えても大差はない。この場合温度の変化が 2°～3°C 程度であるので，飽和蒸気圧として次の形をとることにする。(4) を考慮し，塩分の効果を無視すると，

$$e_w = e_{w_0} - c(\theta_0 - \theta) = e_{w_0} - cbz \qquad (5)$$

e_{w_0}: 温度 θ_0 のときの飽和蒸気圧

となる。この式を (3) に代入すると

$$E = kW(e_{w_0} - e_a - cbz) \qquad (6)$$

エネルギーに換算すると

$$LE = kWL(e_{w_0} - e_a - cbz) \qquad (7)$$

L: 蒸発熱

また海洋から失われるエネルギーは温度の減少からも計算することができる。海水の密度を ρ，比熱を c_p とすれば，海水の熱の保有量の時間的変化は，(4) を用いて，

$$\frac{\partial}{\partial t}\int_0^z \rho c_p(\theta_0 - \theta)dz = \frac{\partial}{\partial t}\left\{\rho \cdot c_p\left(\frac{1}{2}bz^2\right)\right\} = \rho c_p bz\frac{\partial z}{\partial t} \qquad (8)$$

輻射・伝導・移流等の項を無視して，蒸発のみで水温が低下すると考えて，(7)，(8) を等しく置けば，次の微分方程式になる。

$$\rho c_p bz\frac{\partial z}{\partial t} = kWL(e_{w_0} - e_a - cbz) \qquad (9)$$

この微分方程式の解は若干の計算を行うと次のようになる。

$$t + c' = -\frac{\rho c_p}{kWLc} \times \left[z + \frac{e_{w_0} - e_a}{cb} ln\left(\frac{e_{w_0} - e_a}{cb} - z\right)\right]$$

(4) を用いて変形すると

$$t + c' = -\frac{\rho c_p}{kWLcb}\left[(\theta_0 - \theta) + \frac{e_{w_0} - e_a}{c} ln\left(\frac{e_{w_0} - e_a - c(\theta_0 - \theta)}{cb}\right)\right]$$

c' は初期条件によつてきまる定数である。

初期条件として，水温が θ_0 で，混合層のない場合を考えると，$t = 0$，$\theta = \theta_0$ であるから

$$t = -\frac{\rho c_p}{ckWLb}\left[(\theta_0 - \theta) + \frac{e_{w_0} - e_a}{c} ln\left(\frac{e_{w_0} - e_a - c(\theta_0 - \theta)}{e_{w_0} - e_a}\right)\right] \qquad (10)$$

また初期条件として，水温が θ_1 で混合層が h までおよんでいるとすれば，$t=0$，$\theta=\theta_1=\theta_0-bh$ また θ_1 での飽和蒸気圧を e_{w_1} とすれば，$e_{w_1}=e_{w_0}-c(\theta_0-\theta_1)=e_{w_0}-cbh$ であるから，(10) のかわりに次のような解が得られる。

$$t = -\frac{\rho c_p}{ckWLb}\left[\theta_1 - \theta + \frac{e_{w_0} - e_a}{c} ln\frac{e_{w_0} - e_a - c(\theta_0 - \theta)}{e_{w_0} - e_a - c(\theta_0 - \theta_1)}\right] = -\frac{\rho c_p}{ckWLb}\left[\theta_1 - \theta + \frac{e_{w_1} - e_a + cbh}{c} ln\frac{e_{w_1} - e_a - c(\theta_1 - \theta)}{e_{w_1} - e_a}\right] \qquad (11)$$

(11) 式は，秋または冬の混合層が発達しているときのものであり，ここでは (10) 式を用いるのが適当である。

(10) 式に台風 5906 号の際の資料を入れると，次に示すような結果が得られる。

$t=2.7$ 日　$\theta=27°C$　$z\fallingdotseq 33$ m
$t=3.5$ 日　$\theta=26.8°C$　$z\fallingdotseq 37$ m
$t=5.1$ 日　$\theta=26.5°C$　$z\fallingdotseq 42$ m
但し　$k=0.021$　$W=20$ m/sec　$\theta_0=29°C$
$e_{W_0}=40$ mb　$e_a=32$ mb
$c=2.1$ mb/deg　$b=0.0006$ deg/cm
$\rho c_p\fallingdotseq 1$

t 日間の蒸発量は（8），（9）を考慮して（6）を積分すると

$$\int_0^t Edt=\frac{\rho c_p b}{2L}z^2=\frac{\rho c_p}{2bL}(\theta_0-\theta)^2 \qquad (12)$$

となる。これを用いて，日々の蒸発量を計算することができる。Fig. 4 には蒸発量と表面水温の変化を示している。両者ともはじめに急激に減少

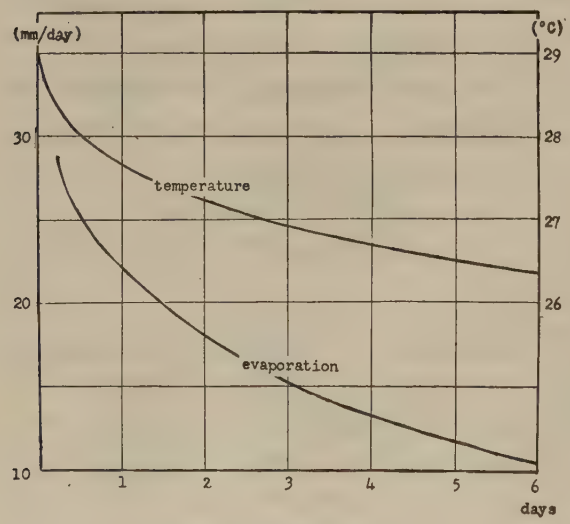


Fig. 4. The variation of the water temperature and the evaporation.

して後にはゆるやかになつている。蒸発量は第4日目には第1日の半分になつている。水温は約半日で 1°C 低下している。このような model の場合には，混合層が深まるにつれて，温度の減少がゆるやかになつて，0.1°C の低下に一日近い日数がかかるようになる。この場合には水温の逆転が当然考えられるべきであるが，ここでは触れないことにする。

5. 降雨量について

50 m までの塩素量の変化からみると，雨量の見積りはほぼ 100 mm/day として大差はない。4. で求めた蒸発量と塩素量の関係を考慮すると，次のような式から逆に雨量を求めることができる。一日の雨量を a cm とすると，t 日間の雨量は at cm，t 日間の蒸発量は (12) から $\frac{\rho c_p b}{2L}z^2$ であるから，当初の塩素量を s_0 とすると t 日後の値 s は

$$s\fallingdotseq\frac{-zs_0}{at-\frac{\rho c_p b}{2L}z^2+z}=\frac{s_0(\theta_0-\theta)}{(\theta_0-\theta)+bat-\frac{\rho c_p}{2L}(\theta_0-\theta)^2} \qquad (13)$$

で求められる。但し，雨水の混合も，水温均一層にわたつて均一に行われると仮定した。

(10) の結果を用いて

$$\left.\begin{array}{l} t=2.7 \text{ 日}\quad \theta=27°C \\ \quad a\fallingdotseq 8.5\text{ cm}\quad at\fallingdotseq 23.0\text{ cm} \\ t=3.5 \text{ 日}\quad \theta=26.8°C \\ \quad a\fallingdotseq 7.4\text{ cm}\quad at\fallingdotseq 26.0\text{ cm} \end{array}\right\} \qquad (14)$$

が得られる。

6. 考　察

1) k について　4 では蒸発係数として 0.021 を用いた。過去多くの研究者により求められた値は Table 2 にあるが，その基本になつているものは Sverdrup[4] や Jacobs[6] の値である。しかし，伊藤[10] は日本海の冬の季節風について調査し，ウラジオストックと輪島の高層資料から，気柱での全水蒸気量の変化を求め，また k を未知数として（3）式から蒸発量を求めて，k の値を計算した。少し大きいようではあるが強風下での蒸発はかなり大きいことを示している。Okuda and Hayami[11] は風洞水槽を用いて波面からの蒸発を研究したときに，k の増加には波そのものよりもジブキによるものが大きい効果を示すことを見出した。そして風速が 17 m/sec 附近で急に大きく変化することを確かめた。台風下では 17 m/sec の風が吹いていることは当然考えられる。しかし，観測層の高さの考慮が全然なく，風速，蒸気圧の推算も粗雑であるので筆者の用いた k が妥当なものかどうかを確められな

かつた。

2) 海況　台風の通過後数日経つていたので，すでに表面水温は上昇の傾向がみられた。水温や塩素量の位置による相違は，沖合いでもかなり大きいことがあるので注意を要する。

3) 気象の資料　陸上の資料から推測しているのであまり信頼度は高くない。また風の吹送時間も推測の域を出ない。蒸気圧は島や沿岸の測候所の値がほぼ一致していたので海上の値も大差はないと思われるが，高さによる変化は考慮していない。

4) 雨について　雨による水温の変化は，混合が早いことを仮定して無視したが，もし表面附近で成層を作るならば，蒸発に対する影響は無視することはできない。しかしシブキが飛ぶような海面ではそのようなことはないと考えた。

8. 摘　要

海面からの蒸発はかなり大きいが，実測され難いので，その量の見積りは困難である。筆者の計算によると第1日には 25 mm，第2日には 20 mm と相当大きな数値を示したが，海面からの熱放出の 90％が蒸発によるものであるから，実測された水温の低下を考えるときに，妥当な値であると思われる。以上のことからいえることは，水温の垂直傾度の大きい夏では，台風が停滞すれば，海面から供給される水蒸気の量は水温の低下に伴つて次第に減少すること，また雨による塩素量の変化がかなり大きいことである。

冬季の季節風についても (11) 式を用いて考えれば同様なことがいえるが，水温の均一層が深くにまで及んでいるので，台風ほど顕著な効果はないと思われる。

終りにこの報告を書く際に，いろいろ御指導して下さつた神戸海洋気象台の菱田耕造博士・森安茂雄技官ならびに，討論に参加して下さつた海洋課の皆様に厚くお礼申しあげます。また文献を教示して下さつた長崎海洋気象台の小泉政美博士，気象庁の増沢譲太郎博士，岡山大学の奥田節夫氏に心から感謝の意を表します。

参 考 文 献

1) 琉球気象台外：異常気象報告（台風 5906 号について）1959.
2) 神戸海洋気象台：海洋速報 No. 14, 1959.
3) ROLL, H.U.: Zur Niederschlagsmessung auf See: Ergebnisse von Vergleichsmessungen auf Feuerschiffen und benachbarten Inseln. Deuts. Wett. Seewett. Nr. 16, 1958.
4) SVERDRUP, H.U.: On the evaporation from the oceans. J. Mar. Res. Vol. 1, 1937.
5) エム・イ・ブドウイコ：地表面における熱収支（内島善兵衛訳）1956.
6) JACOBS, W.C.: The energy exchange between sea and atmosphere and some of its consequences. Bull. Scripps Inst. Oceanogr. Vol. 6, No. 2, 1951.
7) 増沢譲太郎：日本南海における大気と海洋の熱交換，日本海洋学会誌，第7巻，第3－4号，1952.
8) KOIZUMI, M.: Researches on the variations of oceanographic conditions in the North Pacific Ocean (III). Papers Meteor. Geophys. Vol. VI, No. 3～4, 1956.
9) 永山盛善：東支那海の熱経済，研究時報，第9巻，第2号，1957.
10) 伊藤直次：季節風時の日本海面からの蒸発について，研究時報，第10巻，第3号，1958.
11) OKUDA, S. and S. HAYAMI: Experiments on evaporation from wavy water surface. Records Oceanogr. Works. Vol. 5, No. 1, 1957.
12) TERADA, K.: Development of typhoon from the viewpoint of energy supply from ocean. Proc. UNESCO Simposium of Typhoon. 1954.
13) 関原　彊外：地球大気の熱経済，気象研究ノート8の2，1957.

The Journal of the Oceanographical Society of Japan
Vol. 16, No. 3 September 1960

元素の行動に関する海洋化学的研究 1

浦戸湾の潮目附近における底土の鉄およびマンガンについて*

今　井　嘉　彦**

Oceanographical Studies on the Behaviour of Chemical Elements I.

On Iron and Manganese in the Sediments Around "Shiome" (current rips) in Urado Bay

Yoshihiko IMAI

Abstract: As a step to investigate the chemical characteristics of "Shiome" in Urado Bay, the author has studied the distribution of iron and manganese in sediments collected from the Bay of Urado, Kochi Pref., Shikoku. On the basis of the results obtained by a number of chemical analyses on them, the following conclusions have been deduced.

1. The concentration of total iron in dry sediments was 30.90～58.72 mg/g and of, total manganese was 0.524～0.911 mg/g. The ratio of total manganese to total iron tends to be higher around the current rips; the greater the distance from "Shiome", the smaller the ratio.
2. The fraction of ferrous iron in total iron extracted from wet sediments by using buffer solutions of sodium acetate-acetic acid (at pH 4.0), was 20～89 %, and the ratio of total manganese to total iron was 0.026～0.274.
3. The fraction of ferrous iron in the total iron decreases as the location of the sampling shifts from the inner end of the bay towards the mouth. This shows the tendency of oxidation of ferrous iron into ferric state towards the mouth of the bay. Manganese tends to decrease as ferrous iron increases.

1. 緒　　言

異水塊の接触する海域は海水の動きが周辺の海水よりも特異的で，特に潮目において顕著な収斂線を形成し，しばしば海藻やその他の浮遊物が集まり水色が異る場合もあつて明らかな境界がみられる。また湧昇流や下降流などの諸現象がみられ，周辺の海水よりも生産力が高いといわれている。

従来，潮目に関しては多くの研究[1]がなされているが，海洋化学的な立場においてなされた例は少ない。著者は本邦内湾の海洋化学的研究の一環として，浦戸湾において海水中の鉄およびマンガンの分布を研究[2]した。潮目附近の海水は周辺の海水に比べて鉄やマンガンの含有量が多く，興味ある分布を示すことを明らかにして，この事実は潮目附近の海水にこれらの元素が濃縮される傾向を示すものであろうと推定した。従つて，潮目にはこれらの元素と行動を共にする他の種々な元素も同様に濃縮される傾向を示すであろうことが容易に推察し得る。また異水塊を垂直的な分布としてみた場合のいわゆる不連続層附近における元素の行動についても注目される。

これらの想定のもとに，潮目附近における種々な元素の分布を明らかにすると共に，異水塊の混合に伴う諸元素の行動を追究し，潮目を海洋化学的に解明しようとした。

この報文では浦戸湾の潮目附近における底土中の鉄およびマンガンを分析し，得られた若干の知

* 1960 年 2 月 6 日受理
** 高知大学教育学部化学教室, Chemistry Institute, Faculty of Education, Kochi University.

見について述べる。

2. 実　　験

a. 観測点および試料

Fig. 1 に示すように浦戸湾を区分し，それぞれの区画に番号を附けて観測点とした。この報文以後の本湾において行なわれる一連の研究にはすべてこの観測点より適当に選択することとする。

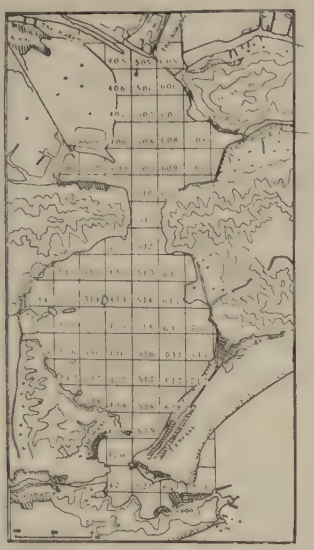


Fig. 1. The marshal grid of Urado Bay. Observational stations are at center of square.

試料は 1957～1958 年に本湾の種々な地点で採泥し風乾したものを風乾試料としてそのまま使用し，他はすべて現場において後述の方法で処理したものである。

b. 試料の処理

（1） 乾燥泥土について

風乾試料を 105°C 附近で乾燥した後，その一定量 (0.5 g) を採取し，フッ化水素酸および硫酸によつて処理しケイ酸を分解除去したのち鉄およびマンガンの分析に供した。

（2） 湿泥について

乾燥試料では鉄やマンガンがすでに空気酸化を受けているので，湾内の底土における鉄の状態とマンガンとの関係までも明らかにすることはできない。従つて 2 価鉄の分布を見るためには試料を次の方法で処理した。即ち現場で注射器の先端を切り取つて作つた採泥器[3] を用いて，丸川式採泥器によつて採取した採泥直後の一定量 (1 cc) を空気に触れないように注意しながら採り，あらかじめ 50 cc 容のメスフラスコに酢酸塩緩衝液を入れたものの中に懸濁させ，同溶液で定容とし，十分撹拌したのち一昼夜放置した。その後上澄液を遠心分離によつて沪過し，沪液を鉄およびマンガンの定量に供した。本湾の底土には硫化物が含まれているので泥を酸性にした場合多量の硫化水素を発生し 3 価の鉄を還元する。そのため試料に硫酸銀を加えて生成した硫化水素を直ちに固定し，過剰の銀イオンは測定時に塩化ナトリウム溶液で処理する方法[4] を用いた。

（3） 処理条件の検討

以上の実験過程で，鉄やマンガンの酸化還元を防止し，安定な状態で試料から溶出し得る条件を考慮しなければならない。従つて，本実験に先達ちこれらの種々な条件を検討した。

[溶出時の pH]

高井等[5] は泥土を pH 3.0, SHIDROVSKAYA-OBCHINNIKOVA[6] は天然水を pH 4.0 の酢酸塩緩衝液で処理すると 2 価鉄を測定できるとしているが，試料の差異によつても好適条件は多少異ることが考えられる。そこで，乾燥底土および湿泥を上述の現場で処理する方法に従い，種々な pH 値の酢酸—酢酸ナトリウム緩衝液で処理し，溶出した鉄

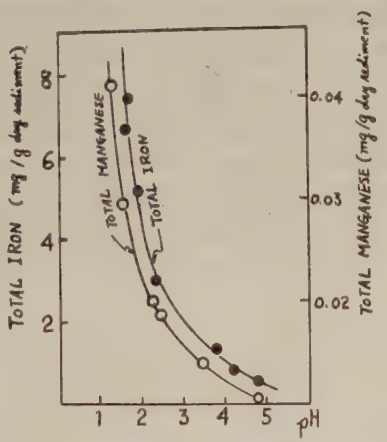


Fig. 2. Quantity of iron and manganese extracted from the sediment samples by sodium acetate-aceticacid buffer solution of various pH.

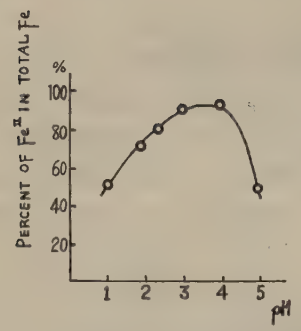


Fig. 3. Percentage of ferrous iron in total iron extracted from the sediment samples by sodium acetate-acetic buffer solution of various pH.

およびマンガンの分析を行つた。

その結果は Fig. 2 および Fig. 3 に示したように，pH が低くなるに従つて溶出する鉄およびマンガンの量は多くなる。また全鉄中の2価鉄は pH 4 の附近で最も多く溶出し，これよりも pH の値が高い場合も，低い場合も次第に全鉄に対する2価鉄の量は少なくなることがわかつた。

[溶出時における2価鉄の安定性]

分析の操作過程における2価鉄の増減は，主として空気酸化や有機物および硫化水素等に起因するものと思われる。従つてこれらを検討するために，次の実験を行つた。即ち pH 値 2, 3, 4 を示す各々の酢酸—酢酸ナトリウム緩衝液にそれぞれ乾燥泥土の 0.5 g を懸濁させてこれを対象とし，別に同量の乾燥泥土の中に既知量の2価鉄を添加してそれぞれを上述の湿泥を処理する場合と同様に処理し，溶出する2価鉄および全鉄を定量した。ここに処理中に変化した2価鉄の量は，2価鉄を添加しておいた試料と対象との差から求めた。その結果は Table 1 に示すように pH の値が 3.0 の附近で比較的に安定であつた。従つて Fig. 3 に示した溶出量をも考え合わせて湿泥はすべて pH 3.0 の緩衝溶液で処理した。

c. 分析方法

上述の処理法の検討および試料の分析には次の方法を用いた。即ち2価鉄は酢酸ナトリウムの存在で 2, 2′-ジピリジル[7] により定量し (Fe^{II} で示す)，ついで塩酸ヒドロキシルアミンを用いてすべての鉄を Fe^{II} に還元して同様の方法で定量しこれを全鉄 (∑Fe で示す) とした。

Table 1. Stability of ferrous iron extracted from the sediment samples by sodium acetate-acetic acid buffer solution of various pH.

pH of buffer solution	dry sediment taken (g)	Fe^{II} in sediment (mg)	Fe^{II} added (mg)	Ferrous iron content		Recovery %
				Fe^{II} sediment +added (mg)	Fe^{II} found (mg)	
2	0.5	0.630	0.1	0.730	0.670	92
3	0.5	0.383	0.1	0.483	0.474	98
4	0.5	0.062	0.1	0.162	0.136	84

マンガンは硫酸および過塩素酸で有機物を分解除去したのち過ヨウ素酸法[8] を用いて定量した。

3. 乾燥底土中の全鉄および全マンガン

分析の結果は Table 2 に示したように，鉄は 30.90～58.72 mg/g，マンガンは 0.524～0.911 mg/g の値であつた。鉄の値は地点別にみて大差はないが，St. 506 が最も大きく，St. 715, 616, 716, 517, 518 等の各地点では僅かに小さな値を示している。マンガンは地点別にみて大差がな

Table 2. Total iron and manganese content of sediment samples on dried basis

Sample Number	Station Number	Total iron Fe mg/g	Total manganese Mn mg/g	Mn/Fe ×100
1	506	58.72	0.911	1.6
2	508	47.05	0.744	1.6
3	510	44.87	0.673	1.5
4	512	45.13	0.774	1.7
5	513	47.82	0.785	1.6
6	514	47.05	0.833	1.8
7	613	44.49	0.744	1.7
8	413	47.82	0.833	1.8
9	313	42.95	0.839	2.0
10	114	39.36	0.500	1.3
11	715	33.21	0.595	1.7
12	615	41.93	0.827	1.9
13	515	47.18	0.774	1.6
14	415	42.69	0.845	2.0
15	315	42.69	0.839	2.0
16	215	44.87	0.875	2.0
17	115	45.00	0.839	1.9
18	216	45.26	0.756	1.8
19	316	47.18	0.881	1.9
20	416	42.44	0.869	2.0
21	516	44.36	0.905	2.0
22	616	37.05	0.744	2.0
23	716	35.90	0.768	2.1
24	717	40.39	0.851	2.1
25	517	31.67	0.524	1.7
26	518	35.13	0.643	1.8
27		30.90	0.536	1.7

Fig. 4. Distribution of ratios of manganese Content to iron content in dry sediments Collected from Urado Bay.

い。

この分析値にもとづいて，底土中の両元素と湾内の海泥との関係を詳細に検討するために，Mn/Fe の値を算出し Fig. 4 にその分布を示した。即ち，図からも明らかなように，湾の中央部には比較的にこの値が大きい底土があり，この区域より湾口および湾奥になる地域の底土ほど次第に Mn/Fe の値が小さくなつている。

この Mn/Fe の値が大きい底土の分布は所謂潮目を形成する区域とほぼ一致している。即ち本湾に生ずる潮目[9]は陸水の影響を強く受けた内湾水と，外海の影響を強く受けた海水との間に生ずるものであり，上潮の場合には顕著な収束線を形成する。

さて，陸水の影響を強く受けた内湾水によつて運ばれた微細な懸濁物は，外海水の影響を受けた高かんな海水に会うと不連続面の形成によつて容易には外海性の水塊中に拡散せず，主として潮目附近で沈降することが考えられる。従つて潮目附近では相対的に定着する泥質堆積物の量が多く，湾奥の堆積物よりも比較的長期にわたつて海水中に浮遊していた懸濁物が多く堆積するものと思われるので海水と作用する程度も大きく，沈澱物そのものにマンガンが相対的に濃縮されているものと思われる。また湾口に近いところでは著るしい潮流のために底土が陶汰され，従つて含有する鉄およびマンガンの量が少なくなり相対的な差を生ずることも考えられる。

これらの原因についての詳細な解明は今後の研究にまたなければならないが，以上に述べた諸作用が相対的に潮目附近における底土の Mn/Fe の値を大きくしている原因であろうと堆定できる。

4. 酢酸塩緩衝液で処理することによつて溶出する湿泥中の鉄およびマンガン

湾内における2価鉄の分布を明らかにすることにより，海水の停滞する区域を堆定すると共に，前項で明らかにされた乾燥底土中の Mn/Fe の値が潮目附近で大きい値を示す事実を湿泥についても検討し，かつ2価鉄とマンガンとの関係について知見を得るため以下の実験を行つた。

湿泥の試料では分析に供する量を一定にすることが困難で，含有する間隙水の多少によつても溶出する鉄およびマンガンの量は異る。従つて泥土1cc 当りの溶出量は考察の対象とせず，全鉄中の2価鉄および全鉄とマンガンとの比の値をそれぞれ求めて湾内における分布を検討した。

Table 3. Iron and manganese extracted from sediment samples by sodium acetate-acetic acid buffer solution on wet basis.

Station number	Total iron (∑Fe mg/cc wet sediment)	Ferrots iron (FeⅡ mg/cc wet sediment)	Fe/∑FeⅡ	Manganese (Mn mg/cc wet sediment)	Mn/∑Fe
507	3.2	2.8	0.87	0.083	0.026
508	1.6	1.8	0.87	0.055	0.034
510	3.4	2.9	0.85	0.137	0.040
613	2.2	1.5	0.68	0.165	0.075
513	3.6	3.4	0.94	0.246	0.068
314	1.9	1.1	0.58	0.192	0.100
216	1.6	0.9	0.56	0.137	0.085
516	3.6	2.9	0.80	0.356	0.100
716	0.9	0.8	0.89	0.246	0.264
518	0.5	0.1	0.20	0.137	0.274
416	0.6	0.2	0.33	0.090	0.150
317	1.0	0.4	0.39	0,049	0.201
617	0.8	0.2	0.40	0.012	0.150

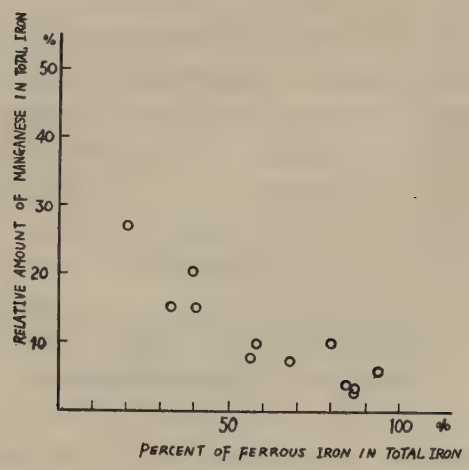


Fig. 5. The Relationship between ferrous iron and manganese extracted from wet sediment samples by sodium acetate-acetic acid buffer solution.

その結果は Table 3 および Fig. 5 に示すように Fe^{II} が多く溶出する試料ほどマンガンの溶出量が少なく，逆に Fe^{II} が少なくなればマンガンの量は多くなる傾向がみられ両元素の関係は密接なものであることがわかつた。

Fig. 6 は湾奥から湾口までの主な点について $Fe^{II}/\sum Fe$ の値と $Mn/\sum Fe$ の値の変化を示した。この図からも明らかなように湾奥は殆んど還元的であり，湾口に従つて2価鉄が次第に減少している。また全鉄とマンガンの比の値は湾奥から湾口になるに従つて次第に多きくなる。St. 516 から湾口までは，両者の値が大きく変化しているが，この附近は所謂潮目に相当し泥質の底土と砂質の底土とが互に境界をなしている。

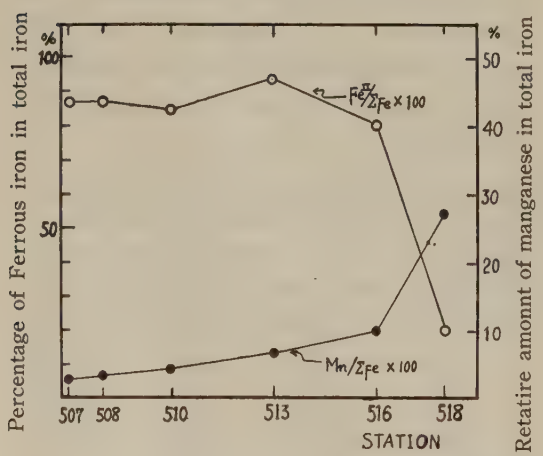


Fig. 6. Variation of ferrous iron and manganese with respect to their ratios to the total iron with the shift of the sampling station from the inner end to the mouth of Urado Bay.

以上述べた事実から，浦戸湾のような浅海の潮目附近では底土中の鉄が比較的に酸化されかつマンガンが濃縮される傾向をうかがうことができる。

本研究は 山本広志を中心として行つた“本邦内湾の海洋化学的研究” の継続であり，京都大学理学部石橋雅義博士および共同研究者の多年にわたる研究“海洋の化学的研究”の一環として行つた。

本研究を行うに当り御懇篤な御指導と御鞭韃を下さつた京都大学名誉教授石橋雅義先生および当教室の山本広志教授に深甚の謝意を表します。

(昭和34年4月 日本化学会第12年会講演)

文 献

1) 例えば UDA, M., 1938: “Researches on “Siome” or Currentrip in the Seas and Ocean”. Geophys. Mag., **11**, 307.
2) 山本広志・今井嘉彦, 1959: “本邦内湾の海洋化学的研究, 第 10 報”, 日本海洋学会誌, **15**, 185.
3) 日本化学会編, 1958: “実験化学講座 14”, 丸善, 370.
4) 3) に同じ, 371.
5) 高井康雄・加村崇雄・小山忠四郎: “水田土壌の微生物代謝”, 日本農芸化学誌, **31**, 211～215, 同 215.
6) YU. S. SHIDLOVSKAYA-OVCHINNIKOVA, 1953: “Stabilizing ferrous iron in natural waters for the purpose of determining separately the ferrous and ferric, iron”. Materialy, Akad, Nauk. S.S.S.R. **20**, 79～91, C.A. 48, 10962, (1954).
7) MOSS, M.L. and Mellon, M.G., 1942: “Colorimetric determination of iron with 2.2′-bipyridyl and with 2,2′2″-terpyridyl”. Ind. Eng. Chem. Anal. Ed. **14**, 862.
8) SANDELL, E.B., 1950: “Colorimetric Determination of Traces of Metals” 2nd Ed., p. 429.
9) 山本広志, 1958: “本邦内湾の海洋化学的研究”, 第 I 報, 日本海洋学会誌 **14**, 25.

The Journal of the Oceanographical Society of Japan
Vol. 16, No. 3 September 1960

Primary Production in the Northwestern Pacific Ocean*

Yatsuka SAIJO** and Shun-ei ICHIMURA***

Abstract: The primary production in the northwestern Pacific waters was measured during the cruises in August 1957 and in May, July~August 1958. The standing crop of phytoplankton was measured on the basis of its chlorophyll content, and the photosynthetic rate of phytoplankton was determined by the ^{14}C method.

The average chlorophyll value in euphotic layers was found within the range from 0.4 to 0.7 mg./cu. m. for the Oyashio area and from 0.1 to 0.2 mg./cu. m. for the Kuroshio, except for the coastal water. Furthermore, it was observed in euphotic layers that a linear relationship exists between transparency of water and average chlorophyll content. The photosynthetic capacity of water taken from various depth of the sea was measured under an optimal light condition and at temperature of water *in situ*. On evaluation of photosynthetic capacity, the Oyashio area gave values 1-4 mg. C/cu. m./hr., and the Kuroshio area from 0.1-0.7 mg. C/cu. m./hr., respectively. The production was estimated by means of the tank and chlorophyll methods. The calculated value of the daily production rate was 0.2-0.4 g.C/sq.m./day for the Oyashio area as well as the littoral region of the Kuroshio, and 0.05-0.1 g.C/sq.m./day for the pelagic area of the latter.

As one of the most important clues to clarify the structure of plant community, recent attention of ecologists points to the production of organic matters through photosynthesis. The ecological problems in relation to growth, succession, geographical distribution and other phenomena of the plant community should be explained on the basis of the organic matter production. The quantitative knowledge of the causal relationships prevailing between the photosynthesis and environmental factors, no doubt, an indespensable background for agriculture, forestry and fishery. On the other hand, studies on the primary production have also attained an increasing interest in the field of geochemistry in pursuing the trait of carbon cycle on the earth.

From these points of view, the primary production in the ocean has been studied extensively in the last decade, and much important information has been accumulated. Especially, the ^{14}C tracer technique introduced by STEEMANN NIELSEN has made it possible to disclose the productivity even in the pelagic area of the ocean.

The measurement of the primary production in the Pacific Ocean has been made by several investigators as STEEMANN NIELSEN (1957), DOTY and OGURI (1956–1958), JITTS and ROTSCHI (1958) and HOLMES et al. (1957, 1958), in the middle and tropical Pacific, and by SOROKIN (1958) and MIYAKE (1958) in the northwestern Pacific area. However, the information is still insufficient for our understanding of the general feature of the primary production in the Pacific Ocean.

The present authors, therefore, made several researches on the primary production in the northwestern Pacific Ocean. The present report deals with results obtained during the cruises in summer 1957 and 1958.

1. Methods

Two cruises were made during August 1–18, 1957 and May 1–9, 1958 in the southern area off Honshu as far as lat. 30°N. and the other was made during July 25—September 17, 1958 in the northeastern sea off Honshu Japan, covering the area from lat. 30°N. to 55°N. and from lon. 140°E to 170°E. (Fig. 1).

The methods used were similar in principle to those described by STEEMANN NIELSEN (1957), and RYTHER and YENTSCH (1957). The

* Received June 22, 1960.

** Water Research Laboratory, Faculty of Science, Nagoya University.

*** Botanical Institute, Faculty of Science, Tokyo University of Education.

sampling of sea water was made from depths of 0, 30 and 50 meters, and sometimes even from 10, 20, and 100 meters beneath the level.

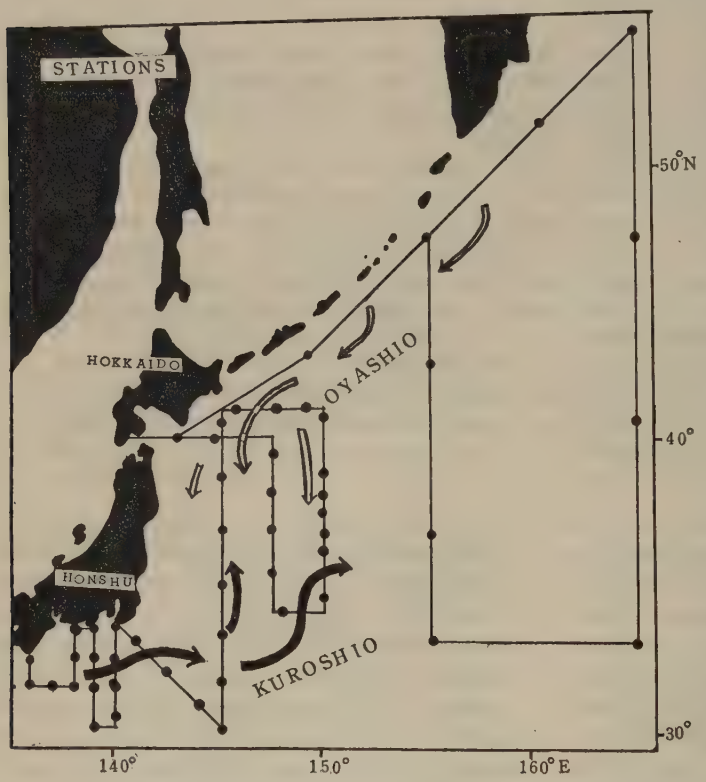


Fig. 1. A map showing the stations of chlorophyll measurement.

The chlorophyll determination was made on 10–20 *l* amount of water for Oyashio area and 40–60 *l*, for Kuroshio area. The phytoplankton was filtered off by suction using four folded sheets of filterpaper (Toyo, No. 101: 9 cm. in diameter), and its chlorophyll content was measured as pheophytin by means of colorimetric method described previously (Hogetsu and Ichimura, 1954). Photosynthesis was measured according to the ^{14}C method described by Steemann Nielsen, and the results obtained were corrected by substracting the dark fixation as was done by Doty. The sample water was divided into four quarters; the two in transparent and the other two in dark bottles, respectively, and each of them was, after addition of ^{14}C, immersed in an incubator of somewhat simplified Doty's type during 3 to 6 hours. The daily production of organic matter was estimated by tank method as well as chlorophyll method.

To determine the light factors, the diurnal change in illumination was measured with a photoelectric cell and the solar radiation was simultaneously recorded using a Robitzsch pyrheliometer fixed on the deck. The submarine light illumination was estimated by means of a selenium photocell specially devised for submarine use. When direct photometry could not be available, the submarine light illumination was measured from the extinction coefficient of sea water using the formula $\alpha=1.7/d$ (cf. Ryther 1958) where α is the extinction coefficient of sea water and d is the Secchi disc reading. So far as our experimental data are concerned, the above formula proved to hold sufficiently good. For the examination of species composition of the phytoplankton, the net collection was made, the results of which will be reported elsewhere.

2. Chlorophyll content in the oceanic regions explored

The chlorophyll measurement was carried out at 70 different stations. Some of the results are listed in Table 1 and the average values for euphotic layers are indicated in Fig. 2. Here, the euphotic layer is to be understood as such: its bottom lies at a level, where the submarine light intensity is reduced to 2–3 per cent of the surface value.

Recently, it was found by several investigators that phytoplankton shows a diurnal change in its chlorophyll content as well as photosynthetic activity. Furthermore, the change in photosynthetic activity occurs even under artificial illumination of the same intensity. According to some other experiments of the authors, however, the diurnal fluctuation in chlorophyll content was occasionally found to be 1.5–2.0 times as much with respect to the surface sample collected from

Table 1. Chlorophyll content in the northwestern Pacific Ocean off Japan. Chlorophyll amount is expressed in mg. per cubic meter of sea water.

August, 1957						
Station	31°35′N 136°56′E	32°27′N 136°24′E	33°19′N 138°57′E	31°58′N 138°52′N	30°00′N 140°30′E	33°01′N 140°05′E
Date	Aug. 3	3	15	16	17	18
Trans. m.	29	30	—	36	33	27
Depth m.						
0	0.09	0.08	0.13	0.12	0.21	0.19
20	0.08	0.11	0.40	0.14	0.21	0.11
50	0.24	0.10	0.49	0.19	0.16	0.28
100	0.89	0.10	0.24	0.14	0.38	0.26

May, 1958						
Station	33°01′N 140°04′E	32°00′N 140°12′E	32°41′N 139°02′E	33°19′N 139°01′E	34°25′N 138°00′E	32°00′N 137°57′E
Date	May 2	2	3	3	7	8
Hour	1040	1910	0650	1145	1605	1050
Trans. m.	17	20	23	21	12	20
Depth m.						
0	0.48	0.42	0.36	0.26	1.5	0.24
20	0.45	0.30	0.21	0.23	1.6	0.63
50	0.55	0.32	0.19	—	0.52	0.63

July, August, 1958						
Station	29°56′N 145°03′E	35°58′N 145°03′E	38°00′N 145°00′E	38°15′N 149°56′E	41°07′N 147°30′E	41°40′N 143°18′E
Date	July 27	30	31	Aug. 4	7	8
Hour	2130	0752	0204	0045	1245	1225
Trans. m.	—	16	16	—	7	9
Depth m.						
0	0.18	0.35	0.25	0.28	0.49	0.77
20	0.14	0.39	0.48	0.17	0.88	0.98
50	0.18	0.33	1.5	0.24	0.60	1.2

August, September, 1958						
Station	48°04′N 165°11′E	42°00′N 165°57′E	34°00′N 155°00′E	37°57′N 155°02′E	43°58′N 154°55′E	47°58′N 154°56′E
Date	Aug. 20	22	31	Sept. 2	5	7
Hour	1330	1620	1530	1210	1430	0430
Trans. m.	9.5	13	27	28	10	10
Depth m.						
0	0.61	0.26	0.14	0.21	0.65	0.59
10	0.45	0.35	—	—	1.0	0.66
20	0.41	0.38	—	—	1.4	—
30	—	—	0.08	0.15	—	—
60	—	—	0.11	0.07	—	—

the sea areas so far explored. Under consideration of this fact together with the accuracy of the calculated value of daily production, the authors have made calculations by neglecting this minor fluctuation of chlorophyll content.

The chlorophyll stratification in the ocean was not so distinct as in the lake; however, a high concentration was sometimes observed in deeper layers, especially in a layer close to the thermocline for the Oyashio area, where the thermocline lies in the depths of 20–30

meters and the Secchi disc readings are 7–15 meters. Therefore, the compensation depth agrees approximately with the thermocline. On the other hand, the nutrient condition was found to be almost uniform at least down to the bottom of the euphotic zone. From these results, it is surmised that the high chlorophyll concentration in deeper layers is brought about not by active growth of phytoplankton in these layers but chiefly precipitations of phytoplankton that has florished in upper layers.

As shown in Table 1 and Fig. 2, remarkable difference in chlorophyll content exists between the two areas of Kuroshio and Oyashio. Average values were found as 0.5–0.7 mg./cu. m for the Oyashio, 0.1–0.3 mg./cu.m. for the pelagic area of the Kuroshio, and 0.3–0.5 mg./cu. m. for the mixed water region of these two currents. In the Kuroshio area, chlorophyll content was higher in the littoral region and tended to decrease with the distance from the coast, while this tendency was not so remarkable in the Oyashio area.

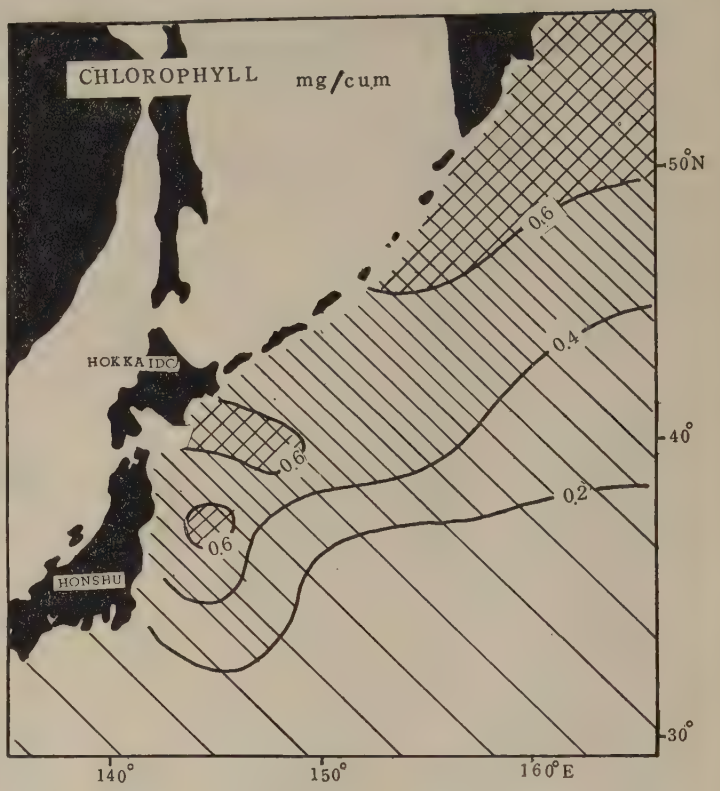


Fig. 2. Chlorophyll content in the northwestern Pacific Ocean. Figures show the mean values of chlorophyll amount in the euphotic layer.

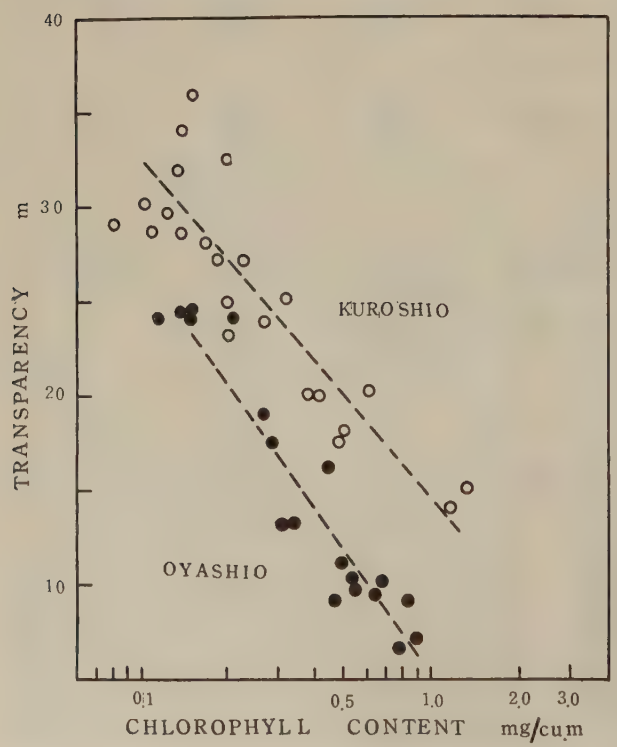


Fig. 3. Relationship between the transparency and chlorophyll content in the Kuroshio and Oyashio areas. Chlorophyll amount is expressed as mean value in photosynthetic layer.

The chlorophyll values obtained by the authors in the northwestern Pacific area are of the same order as those obtained by Doty (1958) and Holmes et al. (1957, 1958) in the tropical Pacific waters, and by Marshall (1956), Yentsch and Ryther (1958) in the coastal water, whereas somewhat lower than the values obtained by Jenkins (1955) in the English Channel and by Riley (1955) in the

Long Island Sound waters.

Notable is the fact that in any of the oceanic regions examined linear relationship can be observed between the Secchi disc reading and the mean value of the chlorophyll content in the euphotic layer, and the difference between the two lines in Fig. 3 obtained as to the Oyashio and Kuroshio currents seems to indicate their difference in ratio of phytoplankton/zooplankton, being caused by a strong light absorption of rich zooplankton population in the Oyashio area.

3. Photosynthetic rate of phytoplankton

The photosynthetic rate was measured by the ^{14}C method under optimal light condition (15000 lux) and at surface water temperature. Since the temperature becomes lower with increasing depth in the sea, the samples taken from the deeper layers are expected to show somewhat greater photosynthetic rates *in situ* than those under the actual experimental conditions.

The data depicted in Table 2 are the values obtained under oversea conditions immediate-

Table 2. Productivity of sea water and photosynthetic rate of phytoplankton.

Stations	Hour	Date	Depth of sampling in m.	Water temp. *in situ* °C	Experiment. water temp. °C	Productivity mg.C/hr. /cu. m.	Productivity mg.C/hr. /chl. mg.
			0	20.5	25	0.62	1.3
33°01′N	0930	May 2	20	20.5	25	0.41	0.91
140°04′E			50	20.5	25	0.36	0.63
32°00′N	1810	May 2	20	20.5	25	0.20	0.67
140°12′E			50	20.5	25	0.30	1.00
32°41′N	0600	May 3	0	21.4	25	0.29	0.66
139°02′E			20	21.6	25	0.07	0.33
			50	19.2	25	0.10	0.53
34°00′N	1615	May 3	0	19.2	23	2.2	1.7
139°01′E							
34°25′N			0	19.2	21	2.4	1.6
138°00′E	1530	May 7	20	18.4	21	1.7	1.1
			50	18.1	21	0.77	1.5
32°00′N	0955	May 8	0	18.6	21	0.66	2.5
137°57′E			20	18.5	21	1.5	2.4
			50	18.5	21	1.2	1.8
33°00′N	0720	May 9	0	22.6	23	0.82	1.4
135°41′E			20	22.8	23	0.69	1.3
33°25′E	1115	May 9	0	19.2	21	4.1	3.4
135°39′E							
29°56′N	2130	July 27	0	26.5	26	0.20	1.1
145°00′E			20	25.1	26	0.24	1.7
			50	22.3	26	0.08	0.45
32°00′N	1455	July 28	0	26.3	26	0.24	1.3
145°00′E			20	25.1	26	0.10	1.0
			50	21.7	26	0.08	0.5
34°01′N	0858	July 29	0	25.8	25	1.32	—
144°56′E			20	22.7	25	0.44	2.9
			50	22.1	25	0.73	2.2
41°59′N	1110	Aug. 1	0	16.8	16.8	2.4	—
145°06′E			15	15.5	16.8	2.0	5.7
			30	8.6	16.8	4.3	4.3
42°27′N	1241	Aug. 2	0	20.8	20.8	1.3	2.9
148°56′E			10	20.7	20.8	1.3	5.0
			30	15.9	20.8	1.2	4.3
41°07′N	1245	Aug. 7	0	17.3	17.3	3.1	6.4
147°36′E			10	13.4	17.3	2.5	3.1
			20	10.4	17.3	2.5	2.8

ly after sampling at various stations. The results show that the productivity of sea water is greater in both the Oyashio area and the littoral region of the Kuroshio than in the pelagic area of the Kuroshio current. The productivity in the Oyashio area is nearly equal to that in the littoral region of the Kuroshio area and in some cases the former is greater than the latter.

The productivity is 1–4 mg. C/cu. m./hr. in the Oyashio and in the littoral region of the Kuroshio, and 0.1–0.7 mg. C/cu. m./hr. in the pelagic area of the Kuroshio. From these values, the photosynthetic rate per unit amount of chlorophyll is calculated as 3–6 mg. C/mg. chl./hr. for the former two areas, and 0.3–0.7 mg. C/mg. chl./hr. for the latter. The difference in photosynthetic rate between them resides chiefly in different nutrient conditions in these two areas, since the distribution of phosphate-P was found to be 0.2–0.4 μg. at./l. in the Oyashio area and 0.01–0.05 μg. at./l. in the Kuroshio area

The productivity in the northwestern Pacific is, in general, nearly equal to or somewhat lower than the previous values, i.e. 0.1–5.0 mg. C./cu.m./hr. measured by Doty (1956, 1958) and Jitts (1958) in the tropical Pacific and 0.1–4.0 mg. C./cu. m./hr. by Holmes (1957, 1958) in the eastern tropical Pacific.

As regards the potential photosynthetic activity per unit amount of phytoplankton, no significant difference is observed between various layers of the euphotic zone; rather lower values were sometimes encountered in several samples taken from the compensation depth or thermocline. This is probably due either to an inanimation of phytoplankton, or else may be due to the experimental conditions, in which measurement was made at a temperature higher than that *in situ*.

4. Rate of primary production

For the measurement of the primary production accurate conditions "*in situ*" could not be reproduced on the ship board. Therefore, the rate of production per square meter was estimated either by "tank" or "chlorophyll" method, as used by Steemann Nielsen (1957) and Ryther and Yentsch (1957). In the present researches, the tank method was employed at several stations and the chlorophyll method at the other stations. For the calculation of the primary production in several, it is necessary to prepare a photosynthesis-light intensity curve fitted to each experimental station. But this way very difficult task on shipboard, so that the calculation of the primary production was made from Ryther's figure (1956, p. 65, Fig. 2).

Under the optimal light condition usually applied in chlorophyll method, the mean value obtained was 3.7 mg. C/mg. chl./hr. for the Oyashio current, 1.5 mg. C/mg. chl./hr. for the pelagic area of the Kuroshio, and 2.5 mg. C/mg. chl./hr. for the mixed water region

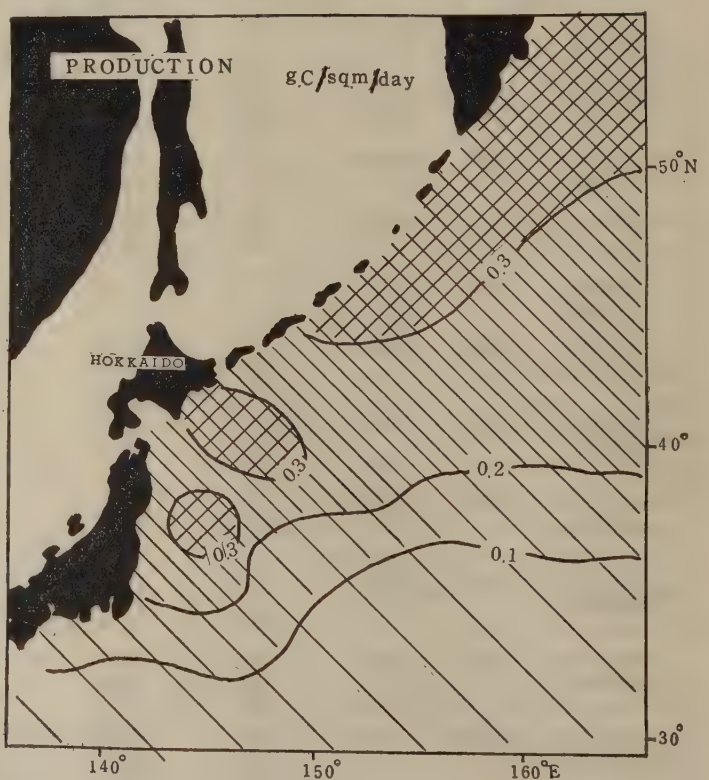


Fig. 4. Primary production in the northwestern Pacific Ocean.

of these two currents. The daily primary productions calculated from these photosynthetic rates are illustrated in Fig. 4.

The rate of primary production was 0.2–0.4 g. C/sq. m./day for the Oyashio area, 0.05–0.1 g. C/sq. m./day for the mixed water region. In the littoral regions of the Oyashio and Kuroshio currents were obtained the high production values that exceed even the value 1 g. C/sq. m./day in some cases. Besides, it is noteworthy that the values fall approximately on the same line with those reported by Steemann Nielsen in the middle Pacific area but not with some of the values described by Sorokin (1958) for the seas of Hokkaido.

The authors wish to express their thanks to Dr. J. Masuzawa, Mr. M. Ohwada, Mr. A. Asaoka and other staffs of the Marine Division, Japan Meteorological Agency for their kind support for the said researches.

The authors also wish to extend their cordial gratitude to Prof. K. Sugawara, Prof. M. Monsi and Prof. K. Hogetsu who gave helpful suggestions and valuable advice.

References

1. Doty, M. S. and Oguri, M. 1956: The island mass effect. Jour. du Cons., 22:33.
2. Doty, M. S. 1958: Current status of carbon-fourteen method of assaying productivity of the ocean. University of Hawaii.
3. Hogetsu, K. and Ichimura, S. 1954: Studies on the biological production of lake Suwa. VI. The ecological studies on the production of phytoplankton. Jap. Jour. Bot. 14:280.
4. Holmes, R. W., Schaefer, M. B. and Shimada, B. M. 1957: Primary production, chlorophyll, and zooplankton volumes in the tropical Eastern Pacific Ocean. Bulletin of the Inter-American Tropical Tuna Commission, 2:129.
5. Holmes, R. W. 1958: Physical, chemical, and biological oceanographic observations obtained on expedition *SCOPE* in the Eastern Tropical Pacific November-December 1956: United States Department of the Interior Fish and Wildlife Service. Special Science Report-Fisheries No. 279.
6. Jenkins, P. G. 1955: Seasonal changes in the phytoplankton as indicated by spectrophotometric chlorophyll estimations 1952–1953. Papers in Marine Biology and Oceanography: 58.
7. Jitts, H. R. and Rotschi, H. 1958: Mesure par la methode au ^{14}C de l'activite photosynthetique de quelques masses d'eau du Pacifique Sud-Ouest en relation avec l'etude de la fertilite de ces meses eaux. Radioisotopes in Scientific Research (Proceeding of the 1st (UNESCO) International Conference) 4:607.
8. Marshall, N. 1956: Chlorophyll a in the phytoplankton in coastal waters of the eastern Gulf of Mexico. Jour. Mar. Res., 15:14.
9. Miyake, Y. 1958: A study on the organic productivity and the solubility product of $CaCO_3$ in the ocean by means of the radiocarbon C^{14}. Radioisotopes in Scientific Research (Proceedings of the 1st (UNESCO) International Conference) 4:651.
10. Riley, G. A. 1955: Review of the oceanography of Long Island Sound. Paper in Marine Biology and Oceanography: 224.
11. Ryther J. H. 1956: Photosynthesis in the ocean as a function of light intensity. Limnology and Oceanography 1:61.
12. Sorokin, J. I. 1958: The results and prospects of using carbon-14 for study of organic matter cycle in water basins. Radioisotopes in Scientific Research (Proceeding of the 1st (UNESCO) International Conference) 4:633.
13. Steemann Nielsen, E., and Jensen, E. Aabye, 1957: Primary oceanic production. The autotrophic production of organic matter in the ocean. Galathea Rep., 49.

The Journal of the Oceanographical Society of Japan
Vol. 16, No. 3 September 1960

プランクトンネットの沪過水量に及ぼすプランクトン・その他の影響について*

朝岡　治**・大和田　守***

On the Influence of the Plankton Organisms and Other Factors upon the Filtering Efficiency of the Plankton Net.

Osamu ASAOKA and Mamoru OHWADA

Abstract: Tow flow-meters attached to a plankton net were hauled simultaneously, one being set up at the center of the mouth ring of the net, and the other 50 cm above. Examination was made on the relations of the ratio of the two readings of flow-meter to the settling volume and to the phytoplankton cell numbers.

Obtained results show that, when the values of settling volume and cell numbers exceed certain values, the filtering efficiency of the net is varied. Furthermore, the relation between wire angle and hauling distance is stationary when the angle is 50°.

1. 緒　　言

沪過水量を知るためにはネットの入口に沪水計(一定方向の水流に対するプロペラの回転数から流量を計るもの—離合社型—)をつるして引き，プランクテストの値と比較して網目を通過した水量を測定する方法がとられている。しかし洋上で実施してみると，一定速度で一定距離を巻上げても回転数はまちまちである。この原因としては，(A) 採集されたものが網目を閉塞して沪過水量を減少させること，(B) 風圧や海流による船の移動のために，ネットが，のばした鋼索の長さ以上の曳網距離を示すこと，あるいは (C) 織糸のよじれが変化して網目の大きさを変えることや，沪水計の機械的摩擦の増減や通過する水流の速度による回転数の変動などが考えられる。この中で沪水計の果す役割は従来いわれているように主として (A) についてであるが[1]，我々は常にプランクトンの比較的少い外洋でばかり採集している関係上，(A) についてその影響度のようなものを知りたいと思つていた。そこで 1959 年 5～6 月に行われた凌風丸の本州東方海域定期観測の際，諸原因のうち (A), (B) について調査してみた。

2. 装置及び方法

使用したネットは O 型ネットと呼ばれ，逆流止めがついて網地には GG 54 が使用されている。沪水計は普通使われるようにネットの入口に 1 個と，これとは別に，実験した結果ネットの影響の及ばないことになつた 50 cm 上方にさらに 1 個とりつけた(第 2 図)。そしてこれを鋼索の長さで 100 m 海中に下してから約 1 m/s の速度で巻上

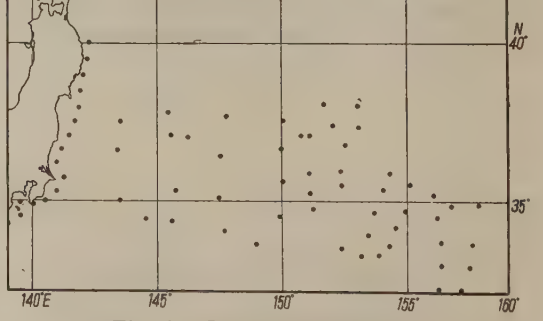


Fig. 1. Observation stations.

* 1960 年 8 月 14 日受理
** 気象庁 Japan Meteorological Agency.
*** 函館海洋気象台 Hakodate Marine Observatory.

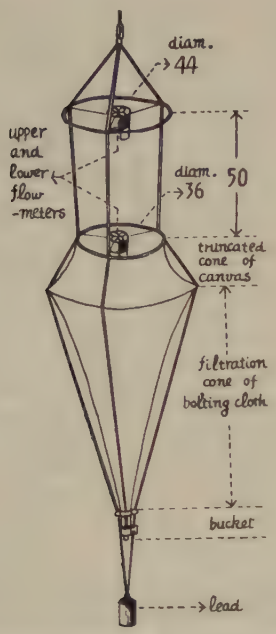


Fig. 2. Setting up of the two flow-meters (in cm).

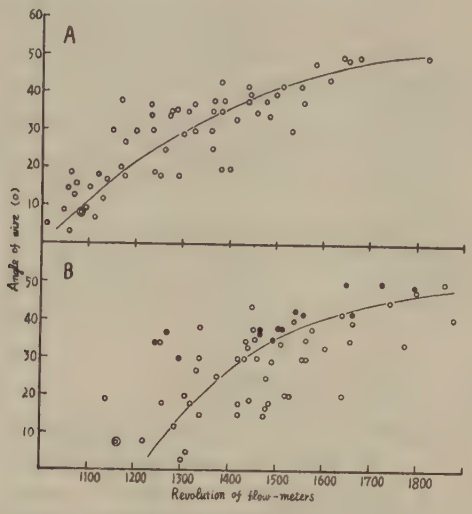


Fig. 3. Relations between revolution of two flow-meters and angle of wire (length of wire run out is always kept to be just 100 meters).
A: upper flow-meter,
B: lower flow-meter,
●: coastal stations,
◎: mean value for standard calibration.

げた。こうすると上側の沪水計 (F_1) の回転数 (F_{n1}) は網地やプランクトンに関係なく単に引いた距離に比例し，下側の沪水計 (F_2) の回転数 (F_{n2}) は引いた距離に網地やプランクトンの影響の加わつたものを現わすはずである。ここで F_{n2}/F_{n1} なる比の値を考えると，曳網距離による影響は消えて網地やプランクトンの影響がのこり，このうち網地の影響はほぼ一定と考えれば，この比の値はプランクトンが網目を塞ぐ程度とは逆の関係に立つものといい得よう。両沪水計の対水速度の差によつて生ずる回転数の変化は元田・その他[2]により無視できるものとして考えに入れてない。また2個の沪水計のブランクテストは第2図の頭錐部と沪過部の布地をとり去つた状態で行つた。

3. 結　　果

a) 第3図には F_{n1} (A 図), F_{n2} (B 図) と傾角との関係が示してある。図中の二重丸はそれぞれのブランクテストの平均値であり，曳網距離 100 m について F_{n2} の方が F_{n1} より 40 回転程多く出るが，平滑化した線はそれよりもさらに 40 回転程多く，全体として F_{n1} より右に寄つて回転数を増加したことを示している。すなわち F_{n2} はネットの無いときよりも在るときの方がむしろ回転数がふえており，これは頭錐部・沪過部のあるために生じた特殊な水流のためと思われる。またB図中黒円で示してあるものは植物プランクトンの多い沿岸観測点（第1図）であるが，すべて平滑線より左側にあつて，同一傾角でも回転数が少くなつて閉鎖現象をよく現わしている。また全体的に見てもB図の方が点のばらつきがひどく沪過水量が複雑に変わる様子を示している。

b) 網目の閉塞現象を起す原因になるプランクトン量を現わす目安として全沈澱量をとり，これと F_{n2}/F_{n1} の値との関係を示したのが第4図である。大変なばらつき方であるが，一応比の値が小さくなるにつれて全沈澱量は増加して閉塞現象を現わしている。さらに図の上方に散在する黒円は *Doliolum tritonis* が極めて多いところから，これらが比較的浅層に密集していて沈澱量の多い割に回転数には響かなかつたものとして例外と考えれば，ほぼ点線のような傾向を示すものと思われる。またこの図から大ざつぱにみて全沈澱量 20～30 cc 以下では閉塞現象をあまり問題にしなくてもよいのではないかと考えられ，したがつて

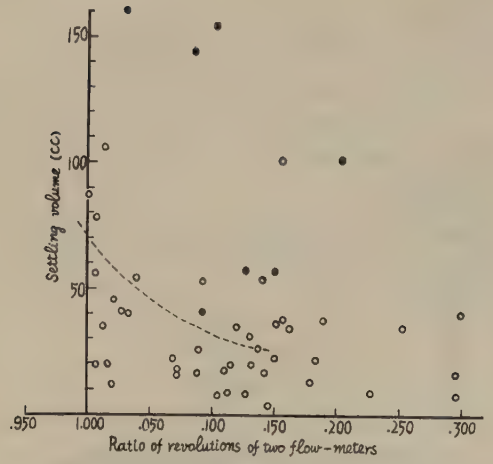


Fig. 4. Relation between the ratio of revolutions of two flow-meters and the settling volume in one haul. ●: stations marked with this mark are abundant in *Doliolum tritonis*.

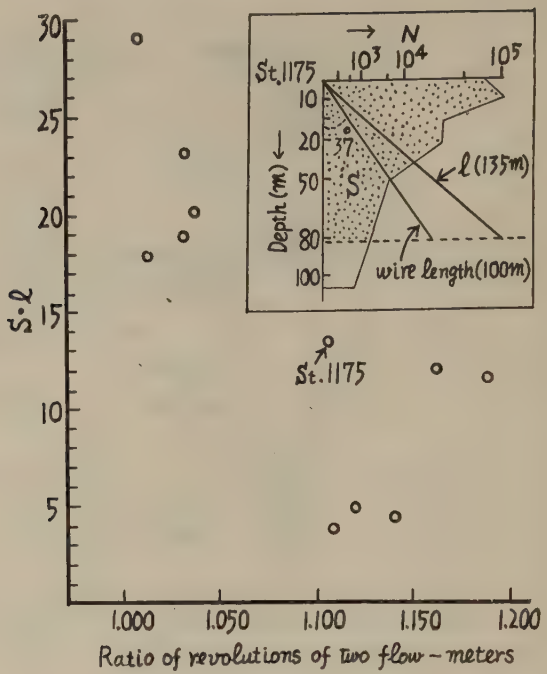
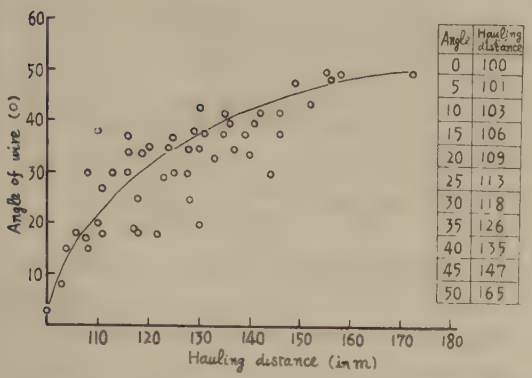


Fig. 5. Relation between the ratio of revolutions of two flow-meters and $S \cdot l$. *inset*: a vertical distributional pattern of phytoplankton cell numbers.
N: cell numbers of phytoplankton per liter,
l: hauling distance,
S: an area showing the profile of vertical distribution of phytoplankton cell number in the range shallower than the depth of the net lowering.

10 cc 全沈澱量以下の場合などは，下部の沪水計は閉塞の程度を示すよりはむしろ曳網距離を現わすものと思われる。

c) 網地に使用した GG 54 は網目の一辺の長さが平均 0.33 mm で，理論上植物プランクトンの多くは通過しうるのであるが実際には大量に採集されることもあり，このような場合にに動物プランクトン以上に網目閉塞の原因になると思われる。しかし，今回は植物プランクトン量の影響を調べるためにはネット採集資料は使用できず，採水採集資料によるほかはなかつた。そこで植物プランクトン (*Eucampia cornuta*, *Chaetoceros compressus*) が多く，傾角は 20～30° で曳網距離も 120～130 m という条件の沿岸観測点 12 点 (東京～宮古間) をえらんで調査したものが第5図である。縦軸には7層 (0, 10, 20, 30, 50, 80, 100m) の採水採集資料から得られた鉛直分布図上で，傾角とワイヤーの長さ (100 m) から求めた深さまでの面積 S を求めて，その深さまでの植物プランクトン量を代表する数値とし，これと F_{n1} より求めた曳網距離 l との積 $S \cdot l$ をもつてネットに入つた植物プランクトン量を現わすものときめた。こうすると $S \cdot l = 15$ あたりを境にして F_{n2}/F_{n1} の値が 1.100～1.150 と，これ以上に閉塞した状態を示すところの 1.000～1.050 との二つにわかれる。結局傾角や曳網距離が上述のような状態でこのネットを使用したときには，ネットの達した深さまでの植物細胞数の各層平均値にして約 $2 \cdot 10^4$ (1リットル中) を越えると急に閉塞現象を現わしだすものということができる。

d) 傾角のない場合の回転数 F_{n1} の平均値をワイヤーの長さ 100 m で割つた値は 10.6 r.p. meter となり，これで個々の場合の F_{n1} を割ればそれぞれの曳網距離を求めることができる。第6図にはこの値と傾角との関係が示されており，図中の表は平滑化した際の傾角と距離の読み取り値である。この平滑線は傾角が 45° を越えると曳網距離はにわかに増大し，ついで定常状態に入る傾向を示している。ここで過去の資料をしらべてみると，傾角が 50° を越える場合は極めて少



Angle	Hauling distance
0	100
5	101
10	103
15	106
20	109
25	113
30	118
35	126
40	135
45	147
50	165

Fig. 6. Relation between angle of wire and hauling distance (calculated from the revolution of the upper flow-meter). The numbers in the table denote the readings from the smoothed curve.

く，これは現用ネットで 100 m のばした場合で傾角が 50° というのはほぼ最大値と考えてよい。また表から我々がよく経験する傾角 20～30° のときには，曳網距離はワイヤーの長さより 1～2 割長くなることがわかる。

4. 要　　約

（1）　沪水計 2 個をネットの入口とその上方とにつけて同時に作動させ，主に網目を塞ぐプランクトンの影響について調査した。

（2）　2 個の沪水計の回転数の比と全沈澱量との間にはほぼ一定の関係が認められ，全沈澱量が 20～30 cc 以下では閉塞現象としての影響は少いものと思われる。

（3）　網地に GG 54（網目の一辺の長さが 0.33 mm）を使用しても，植物プランクトン量がある値以上になると閉塞現象を示すことが認められる。

（4）　上方の沪水計の回転数より算出した曳網距離と傾角との関係は，傾角が 50° 近辺に達すると定常状態となる。

文　　献

1) 中井甚二郎，1954：プランクトンネット用沪水計解説，東海区水研鰮資源科.

2) Motoda S., et al., 1957: Experiments on the performance of plankton samplings with net. Bull. Fac. Fish., Hokkaido Univ., Vol. 8, No. 1.

The Journal of the Oceanographical Society of Japan
Vol. 16, No. 3 September 1960

浅い海に広い衝撃が加えられた場合*

三　好　　寿**

浅い海の水面が広く隆起した場合，陥没した場合の理論はあるが，広い衝撃が加えられた場合の理論はない。ビキニ津浪の発生，明神礁やクラカタウ島の津浪の発生の理解に不可欠な理論である。これを下に述べる。さて初期条件を

$$\left.\begin{aligned}\rho\phi_0 &= P \quad r<a\\ &= 0 \quad r>a\end{aligned}\right\} \qquad (1)$$
$$(\text{at } z=0)$$

とする。ϕ は速度ポテンシャル，ρ は海水密度，z は海面に原点を軸を下向きにとる。また浪源の海面を原点に r を原点からの距離とする。そうすると t を時間，$c=\sqrt{gH}$ (g は重力加速度，H は水深，$H/a \ll 1$) とすれば

$$\phi = \frac{1}{a\rho}\int_0^\infty \cos\frac{m}{a}ct\cdot J_0\left(m\frac{r}{a}\right) \times \frac{m}{a}\frac{\cosh\frac{m}{a}(H-z)}{\cosh\frac{m}{a}H}dm\int_0^\infty \rho\phi_0 J_0\left(\frac{m\alpha}{a}\right)\alpha d\alpha \qquad (2)$$

となる。これから出した水面の elevation ζ を表わす積分が発散するというので，(2) 式の代りに

$$\phi_0 = \frac{1}{a\rho}\int_0^\infty \cos\frac{m}{a}ct\cdot J_0\left(m\frac{r}{a}\right)\frac{m}{a}e^{-\frac{m}{a}z}dm \int_0^\infty \rho\phi_0\cdot J_0\left(\frac{m}{\alpha}\alpha\right)\alpha d\alpha \qquad (3)$$

式を提唱した。即ち海底のひずみを考慮し，海底が剛体である場合は解けないと考えたのである。けれ共 $e^{-\frac{m}{a}z}$ を入れるということは，海底が水と同じ程度に flexible であると考えたわけで，結局，無限水深の理論に長波の波速を入れたことになり，感心しない。

それで (2) 式をもう一度見直すことにする。(1) の初期条件は $r=a$ の境界で無限大の流速を与えているので，それが無限小の時間だけ継続して変位そのものは有限と考え，流速を扱わないように注意しながら，即ち

$\left[\frac{\partial\phi}{\partial z}\right]_{z=0} = \left[\frac{\partial\zeta}{\partial t}\right]_{z=0}$ を用いないで，

$\zeta = \left[\frac{\partial}{\partial z}\int_0^t \phi dt\right]_{z=0}$ を用いることにする。そうすると

$$\zeta = \frac{P}{\rho c}\int_0^\infty \sin\frac{m}{a}ct\cdot J_0\left(m\frac{r}{a}\right) \times m\tanh m\frac{H}{a}\cdot dm\int_0^1 J_0(ms)sds \qquad (4)$$

となり，m が大きいとき

$$\int_0^1 J_0(ms)sds = \frac{J_1(m)}{m} \propto \sqrt{\frac{1}{m^3}},$$
$$J_0\left(m\frac{r}{a}\right) \propto \sqrt{\frac{1}{m}}$$

となる。これに $\tanh m\frac{H}{a} \fallingdotseq m\frac{H}{a}$ (5)

の近似を入れると

$\zeta \propto \frac{P}{\rho c}\int_0^\infty m^0 dm$ となつて，一見発散する。

けれ共 (5) 式は $\frac{H}{a}$ が小さく，m が相当大きくなつても，まだ充分小さいという意味であつて，$m\tanh m\frac{H}{a} \propto m^2$ の中，m の1つは事実上 ∞ になるのではない。また ∞ になつたとしても，tanh であるから，せいぜい1である。従つて実際は $\zeta \propto \int_0^\infty m^{-1}dm$ となり，それに三角函数がはいるので，(4) 式は収斂して paradox は氷解する。従つて更に (4) 式に

$$J_0\left(m\frac{r}{a}\right)J_0(ms) = \frac{1}{\pi}\int_0^\pi J_0(m\Omega)d\omega$$
$$\Omega = \sqrt{\left(\frac{r}{a}\right)^2+s^2-2\left(\frac{r}{a}\right)s\cos\omega}$$

という式をあてはめ，

$\zeta \propto \int_0^\infty \sin\frac{m}{a}ct\cdot J_0(m\Omega)m^2dm$ とする。

一方
$$\left.\begin{aligned}&\int_0^\infty \sin\frac{m}{a}ct\cdot J_0(m\Omega)dm\\ &= \frac{1}{\sqrt{\left(\frac{ct}{a}\right)^2-\Omega^2}} \quad \left(\frac{ct}{a}\right)^2>\Omega^2\\ &= 0 \quad \left(\frac{ct}{a}\right)^2>\Omega^2\end{aligned}\right\}$$

の両辺を $\left(\frac{ct}{a}\right)$ で2回微分して

$$\left.\begin{aligned}&\int_0^\infty \sin\frac{m}{a}ct\cdot J_0(m\Omega)m^2dm\\ &= \frac{1}{\sqrt{\left\{\left(\frac{ct}{a}\right)^2-\Omega^2\right\}^3}} - \frac{3\left(\frac{ct}{a}\right)^2}{\sqrt{\left\{\left(\frac{ct}{a}\right)^2-\Omega^2\right\}^5}} \quad \left(\frac{ct}{a}\right)^2>\Omega^2\\ &= 0 \quad \left(\frac{ct}{a}\right)^2<\Omega^2\end{aligned}\right\}$$

---

* 1960 年5月例会 (5月 10 日於気象庁) にて講演. 同5月 19 日受理.

** 東京水産大学物理学教室.

としてよい。これから後は解ける。

— — —

オタマボヤの集団によるストリーク*

西　村　三　郎**

1960 年 5 月，私は富山湾の海洋調査(日本海区水産研究所所属船，第二旭丸 36.98 トン 乗船) に従事していたが，同月 24 日の 17 時 40 分ごろ，石川県能都町宇出津沖 (37°13.5′N, 137°16.0′E) で，原索動物・尾索綱・尾虫目に所属するプランクトン動物：オタマボヤ *Oikopleura* の大群による顕著なストリーク (streak) を目撃した。すなわち，幅 20～30 cm の美しい桃色の帯が海面に幾条も，風の方向とほぼ平行に，延々とつらなつている光景に遭遇したので，船がそれらの帯を横ぎる際注意して観察したところ，桃色の帯というのはじつは赤褐色の点状物体が無数に帯状に集積したものであり，さらにバケツでその一部を汲みあげて調べた結果，その点状物体はオタマボヤにほかならないことが判明した。帯と帯との間隔は残念ながら測定できなかつたが，3～10 cm の程度だつたと記憶する。配列の規則正しさ，風との同方向性などから考えて，これらの帯は風によつてひきおこされた表層の水のラセン運動 (LANGMUIR, I.: *Science* **87** (2250), 119～123, 1938. WOODCOCK, A. H.: *J. Mar. Res.* **5**(3), 196～205, 1944. ——: *J. Mar. Res.* **9**(2), 77～92, 1950) と関連した現象，すなわち，いわゆるストリークであると思われた。当時の気象状態は気温 (海面上 2 m) 15.7°C, 表面水温 15.5°C, 風 NE 2. ウネリ NE 1, うす曇りであつた。表面下の測温はおこなつていないので，はたして，表面付近で海水密度の逆転 (WOODCOCK, A. H.: *J. Mar. Res.* **4**(2), 153～161, 1941) があつたかどうかはわからない。ストリークを形成していたオタマボヤが包巣 (house) 内に収容されたままの状態で浮遊していたか否かは不明だが，海面の色を変えるほどコンパクトに集積していたこと，バケツで汲みあげた時には包巣はみられなかつたことなどから考えて，これらは包巣から脱出した個体ではなかつたかと思われる。

オタマボヤの集団の一部を管瓶に採取して研究室にもちかえり，検鏡したところ，そのサンプルは次の組成をもつていた：オナガオタマボヤ *Oikopleura* (*Coecaria*) *longicauda* VOGT 142 (99.3%)，ワカレオタマボヤ *O.* (*Vexillaria*) *dioica* FOL 1 (0.07%)。バケツの中に汲みとられたオタマボヤは跳躍的な遊泳を活発にくりかえして水面に浮かびあがり，そこに集積するのが観察された。また，オタマボヤのなかには，赤褐色を呈するもののほかに，ほとんど透明な体験を有する個体も混じていること，さらに，前者の色調はいちじるしく膨大した生殖巣からきていることが判明した。一部を管瓶にとつてフォルマリンを注ぎいれたところ，瞬時にしてその色調が消え失せたが，これは次にのべるように，生殖物質の一斉放出によるものであつた。後ほど検鏡した時に注目されたことは，オナガオタマボヤのほとんどの個体はその生殖巣が空虚だつたことで，ごく少数の個体でよく成熟した卵をもつているのが認められたにすぎなかつた。また，それと同時にサンプル中には放出直後と思われる卵が無数にみられた。これらの卵は，球形，卵形膜径 0.14～0.15 mm，卵黄径 0.13～0.14，卵殻膜はうすく透明で表面平滑，囲卵腔はきわめてせまく，卵黄には微細な顆粒構造がみられ，上記のオナガオタマボヤの生殖巣に残留していた成熟卵とまつたく同じであつた。これから，これらのオナガオタマボヤは繁殖期にあつたもので，おそらく生殖のために海面に浮かびあがり，折から表層に形成されていた longitudinal convection cells の沈降流部分に沿つて帯状に集結したものだろうと想像される。海水中を沈降あるいは浮上する小物体が cells 中に捕捉・集積される機構については H. STOMMEL (*J. Ma. Res.* **7**(1), 24～29, 1949) の考察がある。

さて，オタマボヤ集団によるストリークの現象は能登半島沿岸の漁師たちにも知られており，外浦のイワシ流網漁場では，5 月に入つておだやかな，あたたかい日の夕方これがみられるという。ただし，かれらはオタマボヤをイワシの仔魚 (あるいは卵—船上からみただけでは，オタマボヤは点としかうつらない) だと思つており，“イワシの仔 (あるいは卵) が河のように流れていた”というふうに表現している。また，これは必ずしもストリークの現象ではないが，オタマボヤあるいはこれに近縁のサイヅチボヤ *Fritillaria* が時に大群をなして海面に浮漂するという事実はかなりふるくから知られていた。たとえば，会田竜雄 (*J. Coll. Sci., Imp. Univ. Tokyo* **23**(5), 1～25, 1907) は 1897 年の夏，マルオタマボヤ *O.* (*Vexillaria*) *rufescens* FOL の大群が三崎港に侵入してきたことをのべており，時岡隆 (*Publ. Seto Mar. Biol. Lab.* **4**(2/3), 251～261, は 1949 年 1 月 31 日，田辺湾に面した京都大学瀬戸臨海

* 1950 年 6 月 22 日受理
** 日本海区水産研究所

実験所の沖合海面にオナガオタマボヤの大群が幅 1～2 m，長さ約 50 m の帯状に出現して海面を変色させたことをのべ，また，ホソサイゾチボヤ *F.* (*Acrocercus*) *haplostoma* FOL も，静おんな日に，時折濃密な集団をなしても同じく実験所の近くの海面に現われることがあるという。この著者によると，上記のオナガオタマボヤ群は完全に成熟した個体よりなつていたというが，今回の事例と考えあわせて，オタマボヤ類の大量出現あるいは大浮上の原因と関連して注目される事実である。

チリ地震津波をめぐつて*

三　好　　寿**

1960 年5月 24 日来襲したチリ地震津波に関し，5月末より6月中旬にかけ北海道南岸および青森県八戸を視察したので，気付いたことを二，三述べて見る。

(1)　検潮体制が弱かつたこと。

筆者らが集めた検潮記録について述べてみると，

(A)　八戸：　上にも下にも相当強くスケール・アウトしている。

(B)　函館：　下に幾度も強くスケール・アウトしている。

(C)　室蘭：　下にスケール・アウトしている。

(D)　苫小牧：　器械の具合が悪かつた。それゆえ途中から海中に棒を立てて，2分毎に水位の目測をしてプロットし，検潮記録にかえている。

(E)　浦河：　検潮儀の具合が悪く，目測によれば最高波は記録より少し高かつた。なお記録の途中にもそのほかペンのひつかかりが見られる。

(F)　釧路：　上にも下にもスケール・アウトしている。ただし上へのスケール・アウトの方は最高波（スケール・アウトはこれだけ）の目測で補つてある。

(G)　花咲：　上にスケール・アウトしている。

(H)　根室：　満足な記録が得られた。

以上のように総くずれである。根室が例外なのは，ここでは人々に辛うじて感知されるかされないかといつた程度の津波しか来なかつたからである。今度のように特殊な地点にエネルギーが集中することのなかつた† 津波で，しかも場所によつては弱い津波だつた場合，このような体制では不十分である。

もう少しこの方面に予算を注入してよいと思う。

(2)　ツナミの漢字

学会ではまだ津浪という漢字が使われる場合が多いが，一般人はもう津波を使つている。津浪を残すと好都合なのは，浪源という言葉が使えるからということだけであろう。これも波源にかえればよい。ただし当用漢字をきめる委員会に，日本は海と関係が深いから「浪」という字を残すように，われわれの組織を通して要望し，受理された場合は別である。少くとも現在では，「津波」

第1図　琵琶瀬湾から浜中湾へ走り抜けている奔流（霧多布で）

第2図　本格的な津波は4時半頃から続いた。

* 1960 年8月4日受理

** 東京水産大学物理学教室

† 日本国内で——という意味である。

の「波源」でいつこうさしつかえない。

（3） 津波に伴つた奔流

北海道厚岸では，海に続いた湖の入口で津波が弱い。これは津波で水面が上ろうとすると海水が潮に逃げこんで水面が上らず，下らうとすると湖水が供給されるからである。こういうところでは水面昇降の大きさに不似合いな急流が生じる。そのため湖面すれすれの礁で養殖されているかきやあさりが2億円近く流された。この程度の被害で湖の入口の水道に閘門（普段はあけておく）を造ることの可能性は簡単には決しにくいが，三重県の真珠の被害となると話は別である。被害は 10 億円の単位で，しかも伊勢湾台風，チリ地震津波と頻発している。さらにこの地域は近海で生じた津波がよくやつてくる。

たとえば的矢湾をとつてみると，奥に袋のような伊雑（いぞう）浦があり，細長い水道で的矢湾，さらには太平洋へ通じていて，潮の干満に伴なつて適度の潮流が水道を流れて真珠の養殖に適した環境を作つている。ところがこの潮流は一寸した水位の異常昇降でも急流となつて真珠を流すのである。この水道は非常に細いのであるから，異常昇降のときにす早くしめて伊雑浦の水を封じる閘門（耐震性の）を造ることの可能性は考えられてよい。

なお，津波に伴なつた奔流として，霧多布のものが目立つていた。

昭和 27 年十勝沖地震の津波のときは，奔流は南方の琵琶瀬湾から砂洲を北へ走り抜けたが，今回は南方からと北方（浜中湾）からと，交互に近い割合いで走り抜けていて，そのため砂洲は根もとから切れて，陸繋島の霧多布が離れ島になつている。第1図は南方から北方へ走り抜けている奔流を写したものである。この奔流を生じさせた落差は，砂洲によつて分たれている浜中湾と琵琶瀬湾が別々に副振動を起していることから来たものと思われる。

（4） 前駆的な小波

最高の波はたいていつ2つ目であるが，検潮記録から見るとこれは4つ目である。前駆的な小波が2つあつたからである。霧多布では午前3時頃津波の微候が察知され，住民は続々と山へ逃げた（第2図）ため，死亡者の数が著るしく少数（11名）ですんだが，この津波の微候というのは，大津波が来るのに前駆してきた小波である。

この前駆的な波の原因について考えられるのは，大地震に先駆して小地震が生じ（そのため，この小地震の波と大地震の波とまじり合い，波源の位置をきめにくい）たことであるが，その小地震と大地震の起つた時間差はきわめて小さく，前駆的な小波の原因として小地震を考えることは困難である。近道を通つてきた津波のエネルギーが小さく，廻り道してきた津波のエネルギーが大きかつたものと思われる。

（5） なおチリの海岸地帯と日本近海は相互に警報を出すさいに留意しなければならないことは，本誌第 11 巻（1955）第4号の 154 頁に述べておいた。

写真は霧多布の復旧対策本部提供のものである。

最近の海洋学に関する国際会議短報

I 政府間海洋学研究会議 (Intergovernmental Conference on Oceanic Research)

1960 年7月 11～16 日，34 カ国の政府代表がユネスコの招請によりコペンハーゲンに会合，各国政府および国際団体の協力活動を組織化して，国際的見地から世界的海洋学の諸問題を処理するための常設の政府間海洋学会議 (Intorgovernmental Oceanographic Commission) をユネスコで設立するよう勧告の決議を行つた（日本からは首席代表松井スエーデン大使，戸田参事官，菅原，宇田，三宅3氏出席）。11 月パリーのユネスコ総会で最終決定の後，ユネスコ自然科学局に海洋学室 (Office o Oceanography) が設けられる。大規模な国際海洋調査の立案，調製や，助成，真に有資格の海洋学者を養成，そのためユネスコで出資してフエローシップを増加し，専門家の訓練教育，比較的高度の教育をする研究所での講習や，訓練コース，諸国ないしユネスコの組織した探検調査への参加などを含む。海洋学者の就職のことや大学における海洋科学授業の発展手段を議論するための理学部長や教授の会議も考えられている。国際海洋研究船の 1961～62 年の予算も IOC の会議（毎年 1回）で議せられるが，海洋学者の訓練活動の他の方面に廻すことも考えられている。

調査方法および測器の標準化と比較検定，海洋観測も決議された（たとえば，プランクトン採集技術と採集網の大きさや型など）。海洋学データーの収集と交換も決議せられたが，インド洋調査のような特定水域を何カ国かのグループで合同調査計画をつくることも含まれる。放射能性物質による海洋汚染のような，有害な汚染を防止，この領域の研究計画を強化するため即刻歩を進めるよう各国政府と関係国際団体組織に要請する決議を行つた。

II 国際インド洋調査打合会

SCOR 主催の Indian Ocean Working Graup の打合会が 1960 年7月 16～17 日コペンハーゲンで開かれ，同 23，24 日ヘルシンキでの SCOR の本会議でさらに検討せられたが，日本からの参加者は日高，宇田，菅原，三宅の諸氏であつた。船舶関係，物理学，化学，海洋気象学関係，地質学，地球理学関係の3分科会で討議が行われた。日本からは東インド洋 8°N～35°S を大型観測船5隻，1962 年冬季参加予定等を通告，濠洲とは特に細目を協議した。

1960～64 年米，ソ，英，仏，濠，日，南阿，パキスタン，インド，インドネシヤ，ドイツなど参加が見込まれている。進歩した方法，測器等で海洋学上画期的な成果を期待されている。

III. 国際測地学および地球物理学連合

(I.U.G.G) 総会がヘルシンキで 1060 年7月 25 日～8月6日開かれた。海洋学関係の勧告決議を摘記するとつぎのようになる。

(1) Committee on Nearshore Oceanography (近岸海洋学委員会)，Marine Littorals (海洋沿岸海域)の力学，地形学の研究をとり上げ，国際海洋物理学部会 (IAPO) が水理学，地磁気および火山学部会の参加の得て本委員会をつくり，現在の諸学者と機関の活動および意見について科学的情報を集き，将来の仕事の最も望ましい路線を示す覚え書をつくり，この分野のシンポジウムに対するプランをひき出すことを勧告した。

(2) 津浪警報システムを太平洋周辺諸国の協力によつて拡充するよう勧告。

(3) 平均海水面の変化，海洋と陸地表面の相対的位置に起り得る変化を研究するため測地学部会，海洋物理学部会の合同特別研究グループをつくることを勧告。

(4) IAPO, ICSU，国際水路局の3頭委員会が 1957 年トロントの IUGG 会議でできて，最新の大洋海底地形図が緊要とされたので，(i) IAPO の後援で，“一般大洋水深図” 作成の恒久作業，(ii) その中心事務局を深海研究を活発にやつている部局におくことを勧告した。海底地形，海盆等の名称，述語については，別に委員会で扱つて検討されつつある。

(5) 海中放射の特別委員会は海洋光学の標準的述語集の制定，印刷，適当な測器，方法と測器標準化を審議すべく勧告検討中である。1959 年7月ロンドン，1960 年8月ヘルシンキ，1961 年8月ハワイで，シンポジウムが引きつづき行われる。

(9) 海洋学データー・センターの決議 (IAPO)「世界データー・センターの海洋学的データーを収集し，保存する活動を継続，改善することと，研究所および個人の間の交換を維持し，増進せしめることを勧告する。センターがさらに支援を与えられ，送られるデーターと情報（海洋文献に刊行されないような）を配布する迅速かつ経済的な方法を発展せしめることを勧告する。特殊国際センターを特殊海洋学事項を扱い，データーを刊行するため設立すべきであることを頭に入れて，そのデーターをそのセンターにだけおくる（たとえば月別平均海水面のデーターは Permanent Service on Mean Sea Level にだけおくる)。そしてこれらのセンターは特別な永めに対し刊行する前に情報伝達を用意すべきであることを勧告する。 (宇田道隆)

録　　事

1. 月 例 会

（1） 7月例会（7月5日，於東大）

1. 境界層理論から見た西岸強化流について　小川喜平治（水路部） 2. Stommel の meander theory に関するノート　岩田憲幸(水路部) 3. フロリダ・アリゲータ港のセイシュについて　市 栄 誉（気象庁，Florida State University) G.B. Dowiling (U.S. Navy Mine Defense Laboratory, Florida)

2. 評議員会議事録

（1） 6月評議員会（6月 14 日，於東大）

出席者(順不同)　日高孝次，松江吉行，南田俊夫，福岡二郎，平野敏行，吉田耕造，丸茂隆三，半沢正男，宇野木早苗（福岡に委任），宇田道隆，傍聴　梶浦欣二郎報告事項

（a） 海洋総合研究所の件

東大付置について各学部長を説得している。法学部長を除いては反対の立場をとる人はない（日高）。

（b） ブラジルのレシーフェ大学より昭和 36 年以降日本の海洋生物学者（特にプランクトン専攻）を派遣されたい旨依頼してきたので，希望者は至急日高まで申し出られたい（日高）。

（c） 7月コペンハーゲンでユネスコの会議が開かれ，日高，三宅，宇田，菅原，の諸氏が出席する予定。IOC (Intergovernmental Oceanographic Commission) という政府間委員会ができることになる模様である（日高）。

（d） 以前に日本海洋学会会長から日本学術会議会長に Records of Oceanographic Works in Japan について要望書を出したが，未だ返事がないので重ねて要望する。

（e） 刊行助成金は昨年通り 12 万円に内定した（福岡）。

（f） 日高会長は7月4日～10 月一杯，宇田副会長は7月7日～8月7日外国に出張する（日高，宇田）。そのため7月評議員会は第1火曜の7月5日に開く。

（g） インド洋国際海洋調査日本計画案について説明した（宇田）。

（h） 学会誌に会員各自の投稿により，海洋関係文献目録をのせる（宇田）。

決定事項

（a） 日本学術会議内の海洋研究連絡委員会が解散し，海洋特別委員会ができるので，海洋学会としては，次の9名を委員候補に推すことに決めた。

速水頌一郎，日高孝次，松江吉行，元田　茂，中野猿人，新野　弘，高橋竜太郎，宇田道隆，吉田耕造（順不同）。

この他，三宅泰雄は SCOR，菅原健は IACOMS 代表として，それぞれ推薦されている。

（b） 会誌 15 巻4号にミスプリントの多い論文があつたので同号に正誤表を入れる。

（c） つぎの3名の入会が承認された。

上野武夫（気象庁海洋課），梶原昌弘（理化学研究所海洋工学研究室），竹内禎二（東京理大応用化学科）。

（d） 35 年度年会寄付関係会計報告が，丸茂（大会委員長代理）により行われ承認された。なお残金 1,473 円は一般会計に繰入れることに決つた。

（2） 7月評議員会（7月5日，於東大）

出席者(順不同)　新野　弘，吉田耕造，宇田道隆，半沢正男，南日俊夫，平野敏行，寺田一彦，佐々木忠義。

委任状出席　日高孝次，福岡二郎，宇野木早苗。

決定，処理事項

（a） 標準海水輸入のための外貨申請について(半沢)

別に異議なく承認された。

（b） 学会誌の印刷について（宇田）

大東印刷をやめ，国際文献にやらせることになつた旨報告。

（c） 新入会員・村井祿楼氏の件（半沢）

宇田評議員が紹介者となり入会を承認された。

（d） 毎日学術奨励金の件（半沢）

次号会誌配布のとき，ビラに印刷して，はさむことにし，会員に衆知することになつた。学会宛締切り7月20日。

（e） 偕成学術奨励金の件（半沢）

毎日学術奨励金と同じあつかいをすることにした。

（f） 月例会シンポジウムを行う件（半沢）

丸茂，福岡，半沢で作つた一案を提案したが，時間の点や，評議員会との時間のわりふり等で問題があり，再検討して秋の大会に案を出すことになつた。

（g） 秋季大会の件（半沢）

丸茂評議員が松平評議員といろいろ連絡している事情を説明した。11 月 7, 8, 9 日を一応予定している。場所は福山。

（h） 秋季大会におけるシンポジウムの件（半沢）

現在出している「内海（瀬戸内海）内湾」に「海洋生物と水中の光学的現象」が佐々木評議員より提案され，委任状出席の評議員の意見も加えて，松平評議員の方に連絡することにした。

（i） 米水路部よりの図書交換について（平野）

米水路部よりの表記申入れについては，平野評議員がよく調べて，希望図書をチエックし次回に報告することにした。

（j） 地球物理学研究連絡委員会委員改選の件(宇田)

日本学術会議地球物理学研究連絡委員会海洋分科会主任の日高氏より，日本海洋学会長としての日高氏宛文書があり，

日高孝次，竹内能忠，三宅泰雄，宇田道隆，中野猿人
新野　弘，速水頌一郎，吉田耕造
他の分科の委員から選ぶ兼任委員
菅原　健，塚本祐四郎

の8氏を時日がなかつたので推薦することにしたので，了承するようにとの連絡があつた。評議員会はこれに対し，本件は時期がせまつているから承認するが，今後このような場合には，海洋学会員多数の意志を反映できるよう，時間的に余裕をもつて，連絡して頂き処置したい

旨会長にお願いすることにした。

（k） 記念行事の件（寺田）

記念行事については各委員ともよく連絡をとつて9月の評議員会に成案を報告したい旨報告があつた。

3. 寄贈交換図書

〔国内の部〕

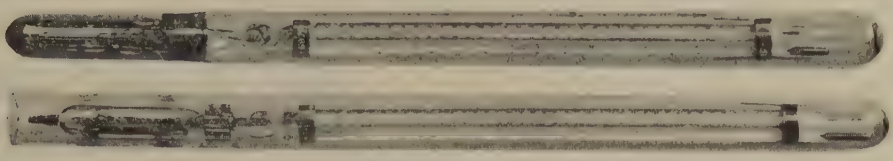
○Bulletin of the Tokyo Institute of Technology B 1,2,3,4,5; ○チリー地震津浪調査報告; ○Collected Reprints 6; ○Collected Oceanographical Papers 5; ○地質学雑誌 66, 774, 775, 776, 777, 778; ○地質調査所月報 10, 11, 12, 11, 1, 2, 3, 4, 5, 総索引 Vol. 6～10; ○電波研究所季報 6, 22, 23, 24; ○漁船研究技報 14; ○原研 1, 2, 3; ○北海道大学工学部研究報告 23; ○北海道区水産研究所研究報告 21; ○Ionospheric Data in Japan 11, 12, 12, 1, 2, 3, 4; ○Ionospheric Data 1958～1959 supplement; ○Catalogue of Data in WDC C2 Center for Ionosphere 1960·2, 1960·6; ○十年史(運輸技術研究所); ○The Journal of Earth Sciences Nagoya University 7, 2, 8, 1; ○各国原子力情報 60, 61, 62, 63, 64 (各2冊); ○鹿児島大学水産学部紀要 8; ○神戸海洋気象台欧文報告 14; ○気象庁月報 34, 12, 35, 1, 2, 3, 4; ○気象庁年報 1, 2; ○気象要覧 718, 719, 720; ○気象庁海洋気象観測資料 25, supplement; ○気象集誌 37, 6, 38, 1, 2, 3; ○験震時報 24, 4, 25, 1; ○研究時報 11, 9, 10, 11; ○海上保安大学校研究報告 1, 2; ○小林理学研究所報告 9, 3–4; ○Memoirs of the Faculty of Engineering Nagoya University 11, 1–2; ○内海区水産研究所研究報告（魚食性底魚類の食性に関する研究); ○南極資料 9, 10; ○日本化学総覧 34, 3, 4, 5, 6, 7, 8; ○日本塩学会誌 14, 1, 2; ○日本航空学会誌 8, 74, 75, 76, 77, 78, 79; ○(日本原子力研究所)第一回研究成果講演会，保健物理部の活動，共同利用説明書，国産1号炉の概要，日本原子力研究所 60; ○日本海西南海域の底曳網漁業とその資源; ○日本原子力研究所年報 34; ○日本原子力研究所研究報告（調査報告) 15, 12, 14, (研究報告) 2, 8, 9, 11, (資料) 5, 2; ○農学研究所彙報 11, 2, 3; ○大分大学学芸学部研究紀要 0; ○Oceanic Observations of the Pacific (The NORPAC Atlas), (The NORPAC Data); ○欧文海洋報告 11, 2; ○Pa-pers in Meteorology and Geophysics 10, 3–4; ○Publications of the Astronomical Societyof Japan 12, 1, 2; ○Report of Transportation Technical Research Institute 42; ○理化学研究所報告 36, 1, 2, 3, 4; ○Reports of JEDS 1; ○理化学研究所の動き; ○The Science Reports of the Tohoku University 11, 3, supplement, Professor Shoshiro Hanzawa, Memorial Volume; ○Scientific Papers of the College of General Education 10, 1; ○Scientific Papers of the Institute of Physical and Chemical Research 54, 1, 2; ○資源科学研究所彙報 52～53; ○水道協会雑誌 307, 308, 309, 310, 311, 312; ○西海区水産研究所研究報告 19; ○測地学会誌 6, 1; ○水質化学分析法; ○淡水区水産研究所研究資料 22, 23, 24, 25, 26, 27, 28, 29, 30, 31; ○天文月報 53, 4, 5, 6, 7, 8, 9; ○1959年9月26日伊勢湾台風に伴つた高潮の踏査報告; ○1959年度国際会議出席報告; ○東海区水産研究所業績集 1959; ○東海区水産研究所研究報告 26, 27; ○東京学芸大学研究報告 11, 35; ○東北大学浅虫臨海実験所報告 9, 4, 10, 1; ○東北大学非水溶液化学研究所報告 9, 2; ○東北海区水産研究所海洋資源年報 1, 28, 2, 29, 3, 2; ○東北海区水産研究所研究報告 14, 15, 16; ○東京工業大学学報 A, 1; ○東京工業試験所年報 32, 33; ○東京工業試験所報告 55, 2, 3, 4, 5, 6, 7; ○運輸技術研究所報告 10, 3, 4;

〔国外の部〕

○Allan Hancock Foundation Publications 23, 1, 2; ○The Polar Record 10, 64, 65; ○Journal of the Marine Biological Association of the United Kingdom 39, 1; ○Bulletin of the American Museum of Natural History 117, 118; ○The Marine Observer 30, 187, 188; ○World Fisheries Abstracts 10, 6, 11, 1; ○Deutsche Hydrographische Zeitschrift 12, 5, 6; ○Pacific Science 14, 2; ○Magnetograms and Hourly Values (College, Alaska 1955, 1956),(Tucson, Arizona 1957), (Koror, Palau Islands 1957-58), (Guam, Mariana Islands 1957-58); ○Woods Hole Oceanographic Institution 60-2, 60-3, 60-16; ○Jahresbericht 14; ○Fishery Investigations 22, 8, 9, 23, 1; ○Bulletin (New Zealand Department of Scientific and Industrial Research) 139, 1, 2, 3, 4.

以 上

Reversing Thermometer



DEPTH 10,000 M

Protected
−1～3°C in 0.02 deg.
Unprotected
25～60°C in 0.1 deg.
pressure coeff. $< 0.07°C / \frac{kg}{cm^2}$

WATANABE KEIKI MFG. CO., LTD.

114 Higashikata-machi, Bunkyo-ku, Tokyo, Japan
Cable Address: STWKEIKI Tel. Tokyo (921) 0044, 5954

水路測量と土質調査

Hydrographic Survey and Marine Geological Survey

SANYO Hydrographic Survey Co., LTD.

業務 深浅測量，底質土質調査，港土保全測量調査，海洋資源開発測量調査

防災工事測量調査，マイルポストの測量，航海保安に必要な調査，海底ケーブル沈設測量調査，潮汐，潮流，海流，波浪の観測

一般海洋観測調査，その他一般海事関係の観測調査および関係業務の技術，科学的研究

特色 高性能の精密計測機の整備拡充
元海上保安庁職員をもつて組織する優秀なる我国唯一の技術陣
総代理店(連絡先)は全国的組織網を持つ三井物産 K. K の本，支店出張所

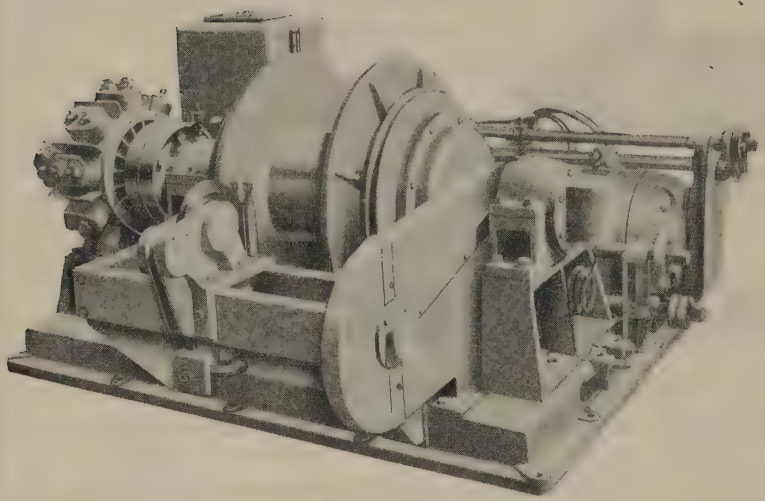
三洋水路測量株式会社
東京都港区芝田村町4丁目4番地
電話 (431) 1355

T.S.K. 株式会社 **鶴 見**

THE TSURUMI SEIKI

No. 1506, TSURUMI, TSURUMI-

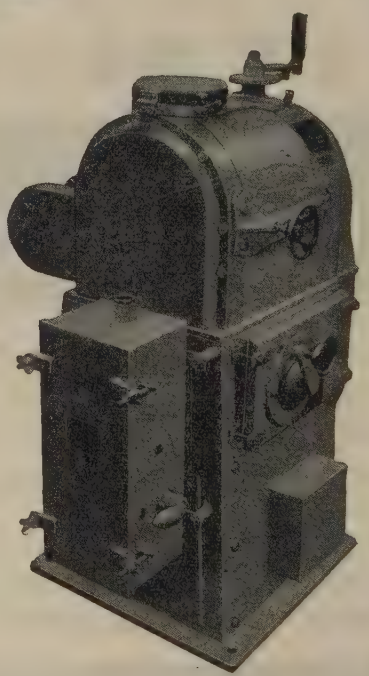
The Synthetic Maker
Instrument and the



T.S.—5 P. 型 全油圧駆動
海洋調査用捲揚機
(遠 隔 操 作)

- ○ ワイヤー，テーパード
  ワイヤー 8000 m
- ○ 遠隔操作方式
- ○ A.C (D.C) 15 馬力

5P 型
捲揚機遠隔操作盤



T.S.—0 型
B.T. 用電動捲揚機

- ○ ワイヤー
  3 m/m 500 m
- ○ D.C (A.C)
  2 馬力

株式会社 **鶴 見 精 機 工 作 所**

電 話 鶴 見 (5) 2028・6656

精　機　工　作　所

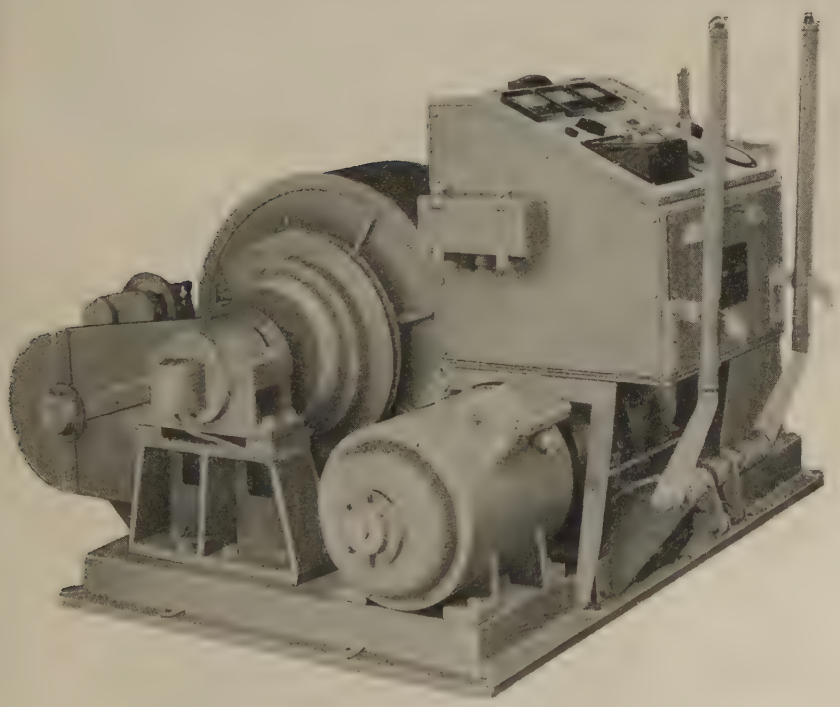
KOSAKUSHO CO., LTD.

KU, YOKOHAMA, JAPAN

of the Oceanographic
Marine Instruments

T.S. 自記流向流速計 2 型（岩宮式）

- **○ 可測深度 1000 m**
- ○ 記録方法　流向は 4 分毎に**数字印書**　流速は点
- ○ 連続 30 時間以上　○ 電源内臓

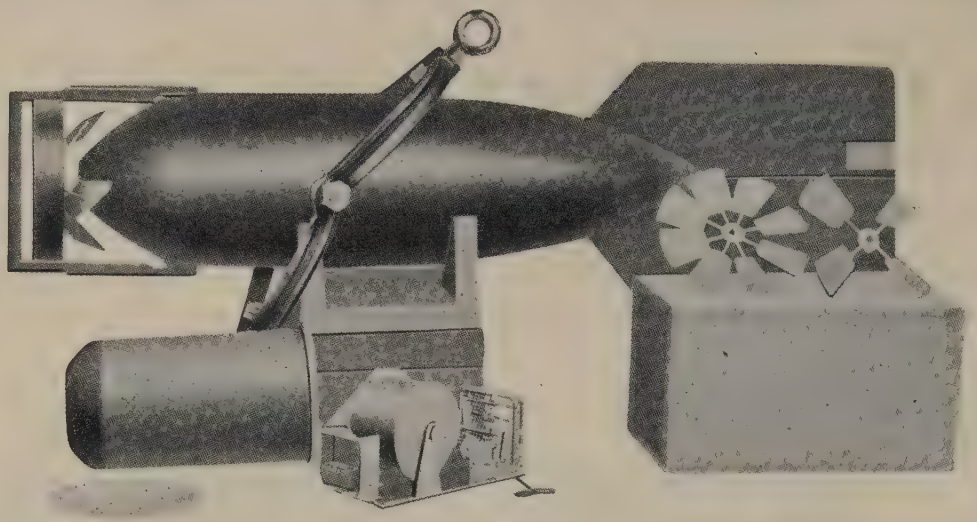


T.S.—4P. 型
全油圧海洋調査用
捲揚機

- ○ ワイヤー 4 m/m
  5000 m
- ○ A.C. (D.C.)
  15 馬力

岩　宮　測　器　研　究　所

所　長　岩　宮　政　雄



（小野式自記流速計）

営業品目

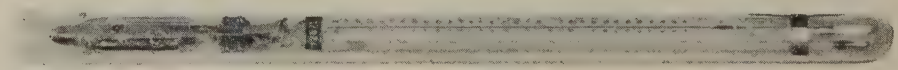
小野式自記流速計　自記水位計
土圧計　フース型検潮器
遠隔指示水位計
自記波高計　自記波圧計
階段抵抗式波高計　その他海洋観測諸計器

協和商工株式会社

東京都豊島区椎名町1丁目1804番地
電話 (951) 1858・8147番

REVERSING THERMOMETER

Protected



Unprotected

Patented parallax-free back scale, opal glass back sheath enable precise measurements.
Write for details

YKS *Yoshino Keiki Co.*

1-14, NISHIGAHARA KITA-KU
TOKYO JAPAN

Standard Thermometer
Precise Thermometer
Mercury Barometer
Hydrometer

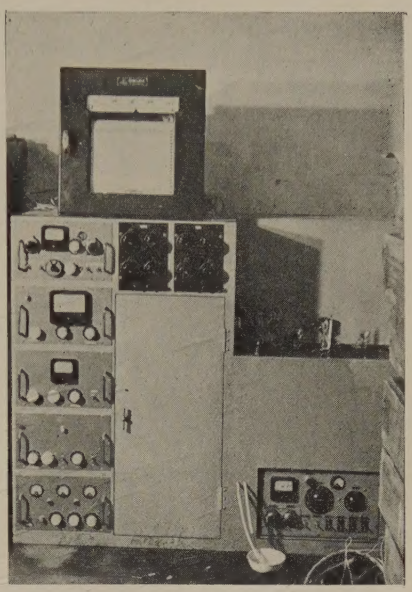
R.I.G.S.

RIGO-SALINOMETER

気象庁御指導　特許出願中

海水の電気伝導度を測定して塩分を算出し塩検に代える企は古からあり各所で試作されて来ましたが 1956 年 Woods Hole 海洋研究所で新しい構想のもとに電気伝導度塩分計を完成し次第に英米の塩検はこの装置を使用する方法に変りつつあります。

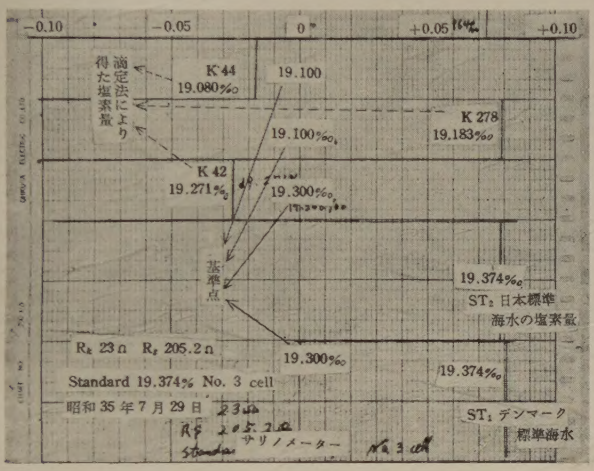
弊社に於きましてもこの度気象庁の御指導により RIGO-SALINOMETER を完成致しました。



（試　作　品）

製品としてはよりコンパクトなものを製作中です。

本装置による測定例



	塩素量	基準点	記　録	サリメーターの読み	補整値	塩素量補整値
ST₁	19.379	19.300	+0.081	19.381	19.379	0.000
ST₂	19.374	19.300	+0.078	19.378	19.376	−0.002
K42	19.271	19.300	−0.026	19.274	19.272	−0.001
K278	19.180	19.100	+0.079	19.179	19.177	+0.003
K44	19.080	19.100	−0.017	19.083	19.081	−0.001

補整値＝サリノメーターの読み＋(標準海水の塩素量－標準海水の読み)

例: K42　　19.271＝19.274＋(19.379−19.381)
＝19.274＋(−2)

基準点はサリノメーターの Cl ダイアルにて求める。

株式会社 **離合社**

本　社　東京都千代田区神田鍛冶町1ノ2　TEL. 神田 (251) 0458, 0773, 1513, 4813, 7407

大阪営業所　大阪市北区北同心町1ノ15　TEL. 堀川 (35) 8019, 7346

工　場　東京——浦和

Announcement for foreign members

Beginning from the 1959 fiscal year, namely from April 1, 1959 (Volume 15, No. 1), the annual foreign membership dues of the Oceanographical Society of Japan will be U.S. $ 2.50 (¥ 900).

Please make remittances payable to and send direct to:—

The Oceanographical Society of Japan
c/o Geophysical Institute,
University of Tokyo
Yayoi-cho, Bunkyo-ku
Tokyo, Japan.

Annual dues for foreign members who are now in Japan and wish to receive the Journal at their present addresses in Japan will be ¥ 600.

昭和33年12月の役員会において，昭和 34 年度より日本人会員で目下，外国にあり雑誌を自分が現在いるところに送つてもらいたいものの会費を米貨2ドル50セント（邦貨900円）に改訂することが決められましたので御承知下さい。なお在外日本人で雑誌の留守宅送付を希望する向の会費は在来通り600円です。

昭和 35 年 9 月 15 日 印刷
昭和 35 年 9 月 20 日 発行　日本海洋学会誌　第 16 巻 第 3 号

定価 ¥ 200　送料 ¥ 20

編集者　宇田道隆

発行者　日本海洋学会
東京大学理学部地球物理学教室内
東京都文京区弥生町
振替番号：東京 173123

印刷所　株式会社 国際文献印刷社
東京都新宿区山吹町184

JOURNAL OF THE OCEANOGRAPHICAL SOCIETY OF JAPAN

BOARD OF EDITORS

Editor-in-Chief	Michitaka UDA	Tokyo University of Fisheries
Assistant Editors	Yoshio SUGIURA	Meteorological Research Institute
	Tosio NAN'NITI	Meteorological Research Institute
	Hiroshi NIINO	Tokyo University of Fisheries
	Yoshiyuki MATSUE	University of Tokyo
	Kozo YOSHIDA	University of Tokyo
	Makoto ISHINO	Tokyo University of Fisheries

* * *

The JOURNAL OF THE OCEANOGRAPHICAL SOCIETY OF JAPAN is a medium for the publication of original paper in oceanography and closely allied fields. It is published quarterly by the Oceanographical Society of Japan. The annual dues for the types of membership available in the Society are: Domestic Member ¥600, Oversea Member $2.50 (¥900), and Sustaining Member ¥5000. The subscription price of the Journal is ¥800 per year to nonmembers. Foreign subscription carry an additional charge for postage $1.00 (or equivalent amount in Japanese currency according to the prevailing official rate of exchange).

Subscribers are requested to make remittance payable to the Oceanographical Society of Japan. Subscription orders, claims for missing numbers, change of address, and other business correspondence should be addressed to the Oceanographical Society of Japan, c/o Geophysical Institute, University of Tokyo, Yayoi-cho, Bunkyo-ku, Tokyo, Japan.

* * *

Information for contributors

1. Authors must be, in principle, members of the Oceanographical Society of Japan, but there is no objection if co-authors are non-members.
2. The date of receipt of a manuscript is when the editorial board receives it. The manuscript should be one which has been read at an open meeting and has not been printed elsewhere. The reading of the manuscript at an annual or a monthly meeting of the Oceanographical Society of Japan is desirable. The manuscript should be provided with the date, the name and the place of the meeting at which it was read. Every manuscript should be sent *directly* to **the Oceanographical Society of Japan, c/o Geophysical Institute, the University of Tokyo; Yayoi-cho, Bunkyo-ku, Tokyo Japan.**
3. All contributions to the Journal should be written in Japanese or in occidental languages. In the latter case, English language is desirable.
4. The manuscript must be clear and brief, and its length should not exceed **10** pages when printed in the Journal. This nearly corresponds to 25 double-spaced typewritten pages including figures and tables. The author is requested to pay page charges ($5.00 per page) necessary for printing the **exceeded** pages. All manuscripts should be prepared with special attention to following articles.
   (a) All manuscripts should be typewritten with double-space.
   (b) Title, author's name and affiliation are required at the beginning of each manuscript.
   (c) Each figure must be drawn in black ink or Indian ink for direct photographic reproduction. The original drawing, particularly characters and symbols for the lettering of illustrations, should be large enough to remain clearly legible when reduced.
   (d) Figures and tables should be confined to necessary ones. The author might be requested to pay charges necessary for printing them when they are particular or exceed 8 sheets.
   (e) Each figure and table must be provided with an adequate legend.
   (f) Mathematical formulae in the manuscript should be written clearly with a wide space above and below each character.
   (g) References should be grouped at the end of the paper and arranged alphabetically by authors' name.
   (h) The form and style of each article should be referred to the Journal subsequent to volume 12.
5. The editorial board of the Journal might revise or request the author to revise the submitted manuscript. A manuscript which is against the above mentioned articles will not be accepted.
   The author must read, in principle, the galley proof.
5. The author (or authors) of each article will receive a total of 50 *free* reprints (with covers). Additional reprints with or without covers may be ordered by authors when galley proofs are returned at the cost of printing (including postage).
7. The closing days of manuscripts and the days of publication of each number of the Journal are as follows:

No. 1	Jan. 31	Mar. 31
No. 2	Apr. 30	Jun. 30
No. 3	Jul. 31	Sep. 30
No. 4	Oct. 31	Dec. 31